

Mienstrukturen - en kryptoexplosiv bildning i Fennoskandias urberg

av
Roy Stanfors

Geologiska institutionen
Lunds universitet



Lund 1973

MIENSTRUKTUREN - EN KRYPTOEXPLOSIV BILDNING
I FENNOSKANDIAS URBERG

av

Roy Stanfors

Fil. lic., Sm

AKADEMISK AVHANDLING

som för avläggande av filosofie doktorsexamen vid
matematisk-naturvetenskapliga fakulteten vid univer-
sitetet i Lund kommer att offentligen försvaras å
Geografiska institutionens i Lund föreläsningssal
fredagen den 4 maj, 1973, kl. 10.15.

Lund 1973



MIENSTRUKTUREN - EN KRYPTOEXPLOSIV BILDNING

I FENNOSKANDIAS URBERG

Roy Stanfors

Lund 1973



INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	FÖRORD	sida 1
	INLEDNING	3
	MIEN I DEN GEOLOGISKA LITTERATUREN	4
	UNDERSÖKNINGARNAS OMFATTNING UNDER ÅREN 1961-72	7
I	MIENOMRÅDETS GEOLOGI	10
	<u>Kart- och flygbildsunderlag</u>	10
	<u>Mienbäckenets läge och morfologi</u>	10
	<u>Miens bottentopografi</u>	12
	<u>Berggrund</u>	15
	<u>Tektonik</u>	21
	<u>Kvartära avlagringar</u>	25
	<u>Ryolitens och urbergsbreccians utbredning som block</u>	27
	<u>Undersökning av sjöbotten</u>	32
	<u>Kärnbörningar på Ramsö</u>	33
	<u>Petrografisk beskrivning av ryolit och urbergsbreccia</u>	39
	<u>Geokemiska undersökningar</u>	52
	<u>Åldersbestämning av ryoliten</u>	57
II	GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR	60
	<u>Magnetiska undersökningar</u>	61
	<u>Refraktionsseismiska mätningar</u>	68
	GRAVIMETRISKA STUDIER AV MIENSTRUKTUREN	75
	<u>Gravimetriska mätningar och reduktion av fältdata</u>	75
	<u>Utvärdering av resultaten</u>	75
	SAMMANFATTNING AV I OCH II	80
III	DISKUSSION OCH JÄMFÖRANDE STUDIER	83
	<u>Kratrar associerade med meteoritiskt material</u>	83
	<u>Fossila kratrar</u>	90
	<u>Med Mienstrukturen jämförbara bildningar i Fennoskandia</u>	97
	<u>Kosmiska jättestrukturer på jorden?</u>	105
	<u>Kritik mot impaktteorin</u>	107
	<u>Kryptovulkaniska och kryptoexplosiva strukturer</u>	109
	<u>Olika argument för Mienstrukturens kosmiska respektive endogena bildningssätt</u>	110
	SLUTORD	124
	SUMMARY	127
	LITTERATURFÖRTECKNING	135



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545309_0017

FÖRORD

På förslag av prof Sven Hjelmqvist vid Geologiska institutionen i Lund, påbörjade jag 1961 en undersökning av de geologiska förhållandena i Mienområdet i södra Småland. Resultatet av de första årens arbete redovisades 1964 i en licentiatavhandling. Under de följande åren har undersökningarna utvidgats framför allt på den geofysiska sidan.

I denna avhandling är avsikten att redovisa en sammanfattning av samtliga utförda undersökningar i Mienområdet under tiden 1961-1972. I en första del behandlas huvudsakligen Mienstrukturens topografi och allmänna geologiska förhållanden samt de breccierade och lavaliknande bergarternas petrografi. En andra del ägnas redovisningen av de geofysiska mätningarna och i en tredje sammanfattande del diskuteras resultaten och behandlas Mienstrukturen framför allt ur genetisk synpunkt. Här behandlas också de erfarenheter som vunnits genom jämförande studier av ett flertal liknande bildningar såväl i Sverige som utomlands.

Under de gånna årens arbeten har omfattande hjälp och många goda råd kommit mig till del. I första hand tänker jag då på min lärare och handledare, prof Sven Hjelmqvist som alltid visat stort intresse för min uppgift och som genom värdefulla råd och diskussioner stimulerat till fortsatt verksamhet.

Docent Andreas Vogel, institutionen för Fasta jordens fysik i Uppsala, har ställt material från gravimetriska mätningar i Mienområdet till mitt förfogande och bidragit med råd vad gäller övriga geofysiska undersökningar.

Med statsgeolog Nils Bertil Svensson, Luleå har jag haft givande samarbete och diskussioner.

Värdefulla synpunkter bl a genom diskussioner i fält har erhållits av prof Alvin Cohen, University of Pittsburgh, dr Ed Chao, Geological Survey, Washington och dr Blyth Robertson, Earth Physics Branch, Ottawa.

Visst material har ställts till mitt förfogande från det hydrogeologiska forskningsarbete som utfördes i Blekinge 1967-68 under ledning av docent Ingemar Larsson, KTH, Stockholm.

En del analysresultat har erhållits av FK Ulf Wiklander.

Magnetiska remanens- och susceptibilitetsmätningar har utförts vid Geologiska institutionen i Lund av FK Göran Bylund och FK Ingrid Johansson.

Kemiska analyser har utförts av FK Zoltan Solyom. För större delen av fotoarbetet har amanuens Ulf Lindemark svarat. Renritning och illustrationer har utförts av fru Siri Bergström och manuskriptet har renskrivits av frk Tina Thorell. Språkgranskningen av engelsk summary har utförts av fru Margery Palmgren.

Stor hjälp i många praktiska sammanhang har jag erhållit av Gustav Svensson i Gröntebo.

Anslag för undersökningarna har erhållits från Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd och från Lunds universitet.

Till samtliga ovan nämnda och till övriga kollegor och fältkursdeltagare som medverkat vid undersökningsarbetet riktar jag ett varmt tack.

INLEDNING

1886 rapporterade N.O. Holst de första fynden av en ovanlig, lavaliknande bergartstyp från sjön Mien i södra Småland. Fig. 1. Denna, från det omgivande urberget så avvikande bergart, förekommer som talrika block omedelbart söder om sjön och på ön Ramsö i Miens nordvästra del. På grund av sin lavaliknande karaktär betraktades bergarten som vulkanisk och då sjön Mien dessutom har en något ovanlig öppen form kom den att tolkas som den nederoderade resten av en gammal vulkan. Ryo-liten vid sjön Mien blev ett begrepp som oftast sattes i samband med tertiär vulkanism.

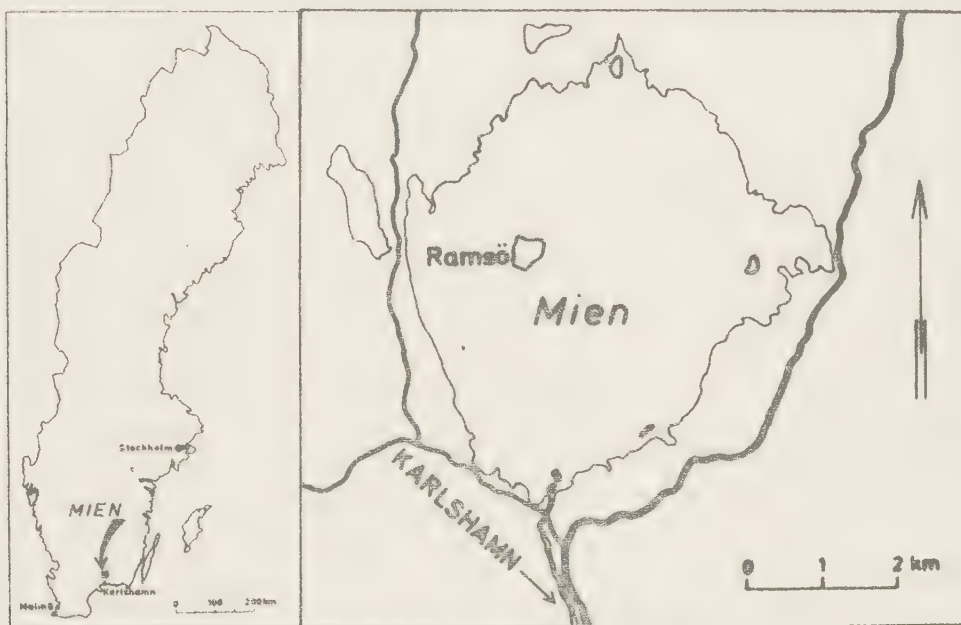


Fig. 1. Kartskiss över Mienområdet

Under årens lopp har ett flertal varianter av denna tolkning kommit till uttryck. "Kratersjö", maar och vulkaniskt instörtningssjö är några av de förslag som framförts - samtliga med grundtanken om ett endogent bildningssätt.

I början av 1960-talet framfördes emellertid teorier av helt annat slag. Enligt dessa var Mienbäckenet de nederoderade resterna av en

krater bildad genom nedslag av en kosmisk kropp. "Ryoliten" är enligt denna teori inget annat än smälta partier av urberget på nedslagsplatsen.

Problemställningen kring denna intressanta struktur har på senare år alltmer kommit att koncentreras till frågan - endogen eller kosmisk bildning?

Denna problemställning är för övrigt inte unik för Mienstrukturen. För ett stort antal kratrar från olika delar av jorden är bildnings-sättet minst lika kontroversiellt. En mera neutral beteckning för dessa bildningar är termen "kryptoexplosiv struktur" som lämnar den genetiska tolkningen öppen.

MIEN I DEN GEOLOGISKA LITTERATUREN

I en uppsats från 1890, "Ryoliten vid sjön Mien", ger N.O. Holst den första beskrivningen av de ovanliga lavaliknande block som förekommer söder om Mien. I denna uppsats ägnar Holst Mienområdet allmänna geologiska förhållanden en ganska ringa uppmärksamhet. Huvudintresset ägnas de tuff- och lavaliknande blocken som indelas i 6 varianter på grundval av makroskopiska iakttagelser.

Av speciellt intresse är att notera hur Holst anlitar ett stort antal specialister runt om i Europa för mikroskopisk bedömning av Mienbergarterna. F. Zirkel som var en av dem gör bl a följande intressanta kommentar: "Bergartsproven se öfver hufvud alldeles icke ut som normala stelningsbergarter, och jag skulle nästan icke vilja visa ifrån mig den åsigten, att de hafva en fullkomligt abnorm process att tacka för sin uppkomst. Ja, de se till största delen ut såsom ofullständigt sammansmälta produkter, liknande stenar, som bildats på konstgjord väg".

När Holst besökte Bonn och Paris 1887 undersöktes Mienbergarterna av G. von Rath respektive R. Fouqué vilka båda jämförde dem med ryolit

från Milos.

Den mest ingående mikroskoperingen av Mienbergarterna utfördes av J. Szabo och J. Szadeczky i Ungern. Szabo uttalar 1888 i ett brev till Holst bl a följande: "Enligt min öfvertygelse är ryoliten från Mien en pyrogen kontaktmetamorfos, frambragt genom utbrottsverksamheten af en yngre basisk bergart (andesit), vilken vid sitt utbrott inverkat på en bergart med sur alkalifältspat".

J. Szadeczky tog sig för övrigt friheten att redan 1889 publicera sina undersökningar av Mienbergarterna i en uppsats "Ryolithspuren in Schweden" i ungerska geologiska föreningens tidskrift. Detta sågs givetvis inte med särskilt blida ögon av Holst som ju tillsänt Szadeczky material för undersökningen och var helt ovetande om att denne avsåg att publicera resultaten innan hans egen uppsats om Mien hade kommit ut.

Ur Szadeczkys uppsats kan följande rader citeras: "Jag ville endast ådagalägga, att dessa bergarter äro alldeles afgjorda och för visso på ett mångfaldigt sätt utbildade ryoliter, i detta hänseende lika våra inhemska, ehuru deras ålder sannolikt är mycket högre än de ungerska och andra yngre tertiära ryoliter".

Som en sammanfattning av de resultat som Holst kommer fram till i sin uppsats kan framhållas att han betraktar sjön Mien som en vulkanisk bildning och de tuff- och lavaliknande bergarterna som ryoliter - "även om icke typiska sådana". Holst framhåller dock att han ingalunda betraktar "sjön i sin helhet" som en krater utan som ett insänkingsområde runt en vulkanisk härd. Ön Ramsö anser han vara "själfva den vulkaniska bergartens kraterrand". Med motiveringen att ryoliten måste anses vara föga motståndskraftig mot nedbrytning antar Holst en tertiär ålder för vulkanismen vid Mien. Han påpekar härvid likheten med

de ungerska och en del övriga tertiära ryoliter.

En intressant teori om Miens bildningssätt som egentligen var långt före sin tid, framfördes 1910 av A.G. Högbom. Här möter man för första gången antagandet om ett kosmiskt bildningssätt. Högbom gör paralleller med Meteor Crater i Arizona och anför som huvudsakligt skäl "ätskilliga petrografiska egendomligheter hos ryoliten vid Mien".

Eskola (1931) betraktar sjön Mien och dess ryolit som rester av tertiär vulkanism i likhet med Dellen och sjöarna Lappajärvi och Jänisjärvi i Finland.

Asklund (1951) anser att Mien är en maarbildning som uppkommit som ett "av ringförkastningar begränsat insänkningsbäcken, inom vilka förekommit mindre utbrott av vulkaniskt material".

En liknande teori hade för övrigt framförts av Kjellén redan 1902.

Mienryoliten har för övrigt anförts som exempel på tertiär vulkanism i samtliga geologiska läroböcker och även i en del annan geologisk litteratur.

I ett antal kortare notiser och uppsatser finner man för övrigt uppgifter om Mien av varierande slag. I en opublicerad naturgeografisk uppsats från 1936 redovisar V. Nilsson resultat av morfologiska undersökningar i Mienområdet.

I en kortare notis i "Natur i Småland" ger A. Liadding också några synpunkter på Miens morfologi.

A. Schmidt (1888) redovisar en mineralogisk undersökning av drusmineral i ryoliten från Mien. Utförligare mineralbestämningar utfördes som trebetygsarbete av L. Bolyon 1967.

Det skulle dröja fram till 1963 innan en mera avvikande uppfattning om Miens bildning framfördes på nytt. Fredriksson-Wickman framför då

tanken på Mien som ett troligt astroblem. Svensson-Wickman anser sig befästa detta antagande 1965 genom att redovisa fynd av coesit i material från Mien. I en uppsats 1969 redogör N.B. Svensson utförligare om coesiten i Mienbergarterna.

Von Engelhardt-Stöffler (1965) stöder astroblemteorin genom att påvisa deformationslameller i kvartskorn från Mienryoliten.

Stanfors (1969) ger en kortfattad beskrivning av Mienstrukturen och dess bergarter baserad på senare års geologiska undersökningar.

Sedan fynden av coesit och deformationslameller i Mienbergarterna publicerades har Mienstrukturen allmänt kommit att betraktas som exempel på en meteoritkrater. I ett otal artiklar och uppsatser - främst i tyska, amerikanska och kanadensiska tidskrifter - inräknas Mien i den ständigt ökande mängden av kosmiskt bildade strukturer på jorden.

UNDERSÖKNINGARNAS OMFATTNING UNDER ÅREN 1961-72

Vad som framför allt kan synas anmärkningsvärt med tanke på vad som framgår av ovanstående historik är den långa tidsperiod mellan 1890 och fram till början av 1960-talet under vilka inga ytterligare insatser gjordes för att bringa klarhet i "Mienproblemet". Visserligen framkastades, som ovan nämnts, en del mer eller mindre seriösa teorier om Mienstrukturen bildning, men ingen av dessa var grundad på några undersökningar utöver vad som redovisats av Holst.

En starkt bidragande orsak till den långa perioden av geologisk verksamhet i Mienområdet torde ha varit de ytterst få angreppspunkter för verksamhet utöver blockstudier som föreligger. Detta beror framför allt på att vi har ytterst få blottningar av berggrunden i området närmast sjön. Undersökningar i själva sjön försvåras å sin sida av relativt stora vattendjup och ofta dessutom av avsevärda lager av lösa sediment.

En första målsättning för de undersökningar som jag påbörjade 1961 var en allmän geologisk kartering av ett relativt stort område runt Mien. Tyvärr hamnar Mienområdet i den lucka som finns mellan geologiska kartbladet "Huseby" i norr och den karta som finns över Blekinge län i söder. En kartering över ett ca 150 km² stort område runt Mien kunde med hjälp av fältkursdeltagare från Geologiska institutet i Lund utföras under åren 1961-63. I samband med denna kartering utfördes också studier av ryolitblockens utbredning och frekvens.

Som en annan mycket angelägen uppgift betraktades behovet att erhålla en tillförlitlig bild av Miens botten-topografi. De djupkartor som förelåg var handlodade och gav inte önskvärd information. Under 1962 utfördes därför en ekolodning över hela sjön Mien som nu ligger till grund för den topografiska kartan över Mienområdet. Som kanske allra mest primära uppgift ansågs vara att få bevis för att ryolitblockens moderklyft verkligen var belägen i själva Mien. Redan Holst hade ju påpekat att så troligen var fallet, men några bevis i form av blottad ryolit i fast klyft förelåg inte.

Inspirerad av de goda resultat som Redaelli uppnådde genom undervattensundersökningar i Dellen sjöarna genomfördes under ett par etapper 1962-63 försök att med grodmän lokalisera berggrundsblottningar på Miens botten.

Under 1962 inleddes också de geofysiska undersökningarna i Mienområdet. Dessa var till en början begränsade till magnetiska mätningar som ganska snart gav klara antydningar om att ryoliten anstod i fast klyft på ön Ramsö. Genom ytterligare mätningar vintertid från isen kunde sedermera ryolitens utbredning inom stora delar av sjöns centrala delar konstateras.

De positiva resultaten av de magnetiska mätningarna ansågs vara till-

räckliga för att motivera ett försök att med kärnborrning skaffa definitiva bevis för att ryoliten var fast anstående på ön Ramsö. Under sommaren 1963 gjordes de första kärnborrningarna på nordvästra delen av ön Ramsö, placerade med ledning av den vertikalmagnetiska anomali-bilden. Tre borrhål ansattes med en lättare borrarutrustning av typ "Prosper". Samtliga visade att ryoliten anstod på ön under ett ca 3 meter tjockt moräntäcke. Den lätta borrarutrustningen medgav tyvärr inte borrhjup på mer än några tiotals meter i den svårborrade ryoliten. Först 1967 kunde medel erhållas för fortsatta borrhningar med ett större borraraggregat. Nu utfördes två kärnborrhål och även dessa ansattes på Ramsö, eftersom denna ö är den lättast åtkomliga lokalen där ryoliten kan tänkas påträffas. I båda dessa borrhål anstod ryoliten.

Material från såväl borrhkärnor som lösa block av ryoliten har givetvis varit föremål för mikroskopiska undersökningar och geokemiska analyser. De senare dock av ganska begränsad omfattning dels på grund av bristande resurser och framför allt kanske genom den allt mera geofysiska karaktär som undersökningarna kommit att få.

Under 1960-talet inrapporterades ett stort antal fynd av förmodade meteoritkratrar från hela världen. Av dessa visade en del stora likheter med Mienstrukturen, vilket givetvis kom att påverka undersökningarnas fortsatta inriktning. Sedan coesit påträffades i Mienbergarterna 1965 av Wickman-Svensson har problemställningen i stor utsträckning koncentrerats till frågan om Mienstrukturen endogena eller kosmiska bildningssätt. De mikroskopiska undersökningarna har därför i stor utsträckning inriktats på att söka efter chockmetamorfa omvandlingsprodukter som allmänt betraktas som starka indikationer på en meteoritimpakt.

Geofysiska undersökningsmetoder har kommit till användning för att om möjligt fastställa strukturens uppbyggnad och bildningssätt.

Av ovanstående framgår att undersökningarna i Mienområdet kommit att omspanna ett relativt brett register. Detta har i sin tur fått den naturliga följdén att vissa moment endast kunnat beröras relativt översiktligt. För att i någon mån kunna följa den starkt expanderande forskningen rörande impaktstrukturer har jag ansett det nödvändigt att studera Mienstrukturen ur så många olika synpunkter som möjligt med hänsyn till de resurser som stått till förfogande.

I. MIENOMRÅDETS GEOLOGI

Kart- och flygbildsunderlag

Mienområdet tillhör de delar av vårt land för vilka tillgången på modernt kartmaterial är helt tillfredsställande. Förutom topografiska kartan i skala 1:50 000, där bladet 4 E Tingsryd täcker Mien och dess närmaste omgivningar, finns även den nya ekonomiska kartan i skala 1:10 000 över området. Sistnämnda karta med bladen 4 E Tingsryd - Oh, 1h, Og och 1g har varit ett utmärkt underlag för såväl karteringsarbeten som geofysiska mätningar och ekolodning.

Flygbilder i skala 1:30 000 har kunnat erhållas över hela Mienstrukturen. Fig. 2.

Mienbäckenets läge och morfologi

Sjön Mien (lat. $56^{\circ}25'N$ long. $14^{\circ}52'O$) är belägen i SO delen av Kronobergs län, ca 30 km norr om Karlshamn. Ur topografisk synpunkt utgör Mienbäckenet ett insänkingsområde i södra delen av det sydsmländska höglandet. Fig. 3. Det omgivande peneplanets höjd är i allmänhet 120-135 m ö h. Söder om Mien sänker sig landskapet kontinuerligt ner mot Blekinges mellanbygd. Sjöns yta ligger på en nivå av 94,8 m ö h och är till storleken ca 20 km^2 . Formen är närmast rombisk med en sida på ca 4,5 km.

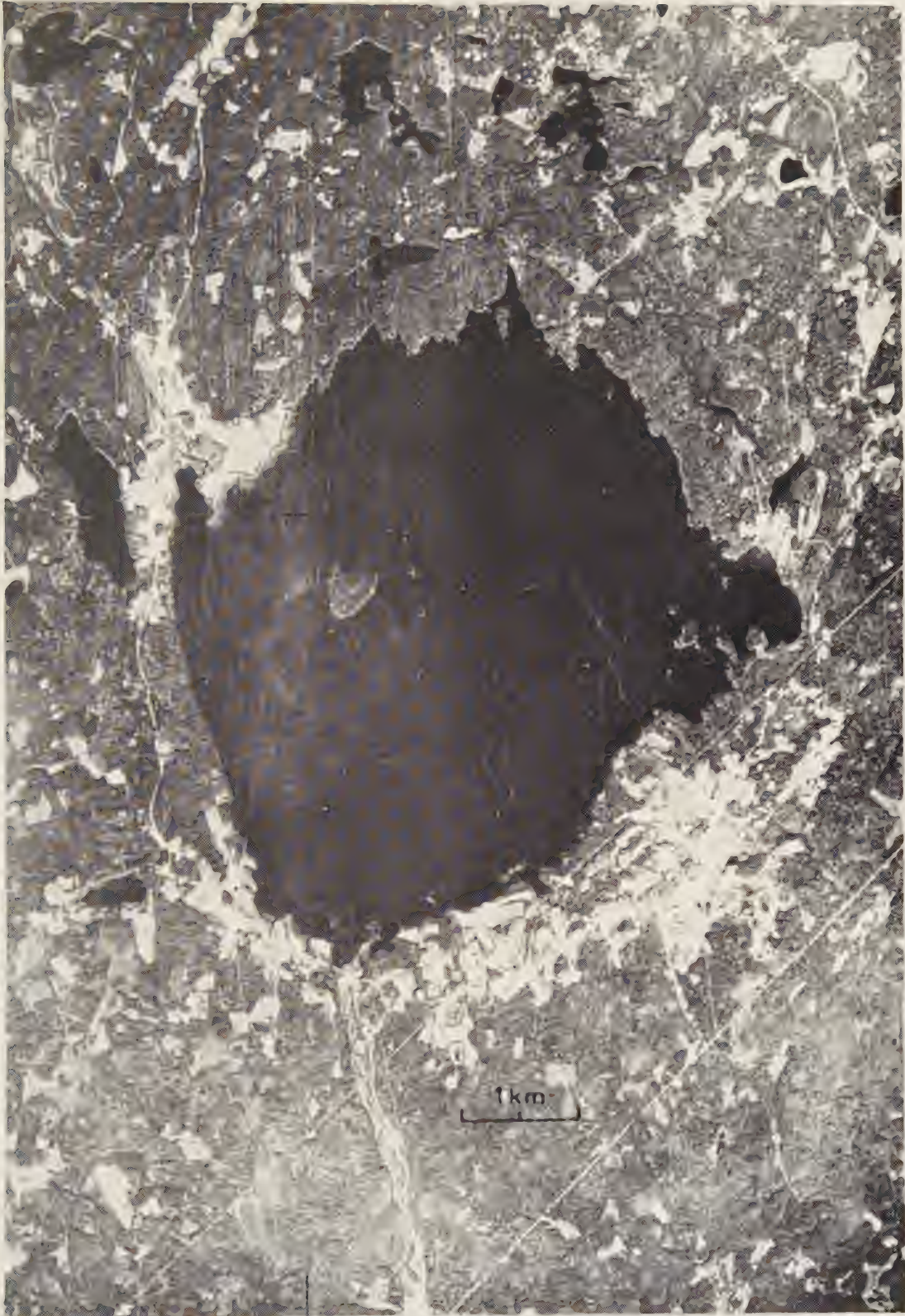


Fig. 2. Flygfoto: Flygvapnet, Operation RAX. Godkänd för reproduktion och spridning av rikets allmänna kartverk den 25.4.68.

Vad man särskilt lägger märke till är Miens öppna form med delvis raka och jämna stränder och ringa insularitet.

Mien har sitt avlopp genom Lieån som från södra delen av sjön rinner i en markerad dalgång först i riktning SSO och sedan övergående i den för Blekinges dalgångar mera vanliga riktningen SSV ner till Hanöbukten. Av tillflödena är Drevån och ett vattendrag från Lunksjön viktigast.

Av de fåtaliga öarna är det främst den största, Ramsö, som är av intresse. Ramsö är belägen ca 1,7 km från västra stranden i norra halvan av sjön. Öns storlek är ca 500 x 400 m och dess högsta punkt ligger 97,1 m ö h. Ramsö höjer sig alltså endast ca 2 m över sjöns yta. Västra kanten av ön är relativt rak och orienterad i ungefär E-S riktning. Fig. 4. Runt ön finner man i allmänhet en 20-30 m bred zon av stora urbergsblock.

Berggrunden går inte i dagen någonstans på ön utan täcks av en medelblockig - storblockig morän. Längs västra stranden sträcker sig en 50-100 m bred zon inom vilken ryoliten i större eller mindre utsträckning dominerar blockinnehållet. Inom övriga delar är urbergsmoränen förhärskande.

I nordligaste delen av Mien är den näst största ön, Klasahall, belägen. Fig. 5. Ön utgör i sin helhet en urbergsklippa, som reser sig brant ca 20 m över vattenytan. Östra sidan, som är orienterad i N-S riktning, begränsar en relativt djup vik. Berggrunden på ön är så gott som helt blottad och utgöres av en grå, medelkornig gnejsgranit av relativt massformig typ. Berggrunden är kraftigt förklyftad och har väl utbildade bankningsplan, som stupar i SV riktning. Öns västra del stupar mera flackt mot vattenytan och är täckt av stora granitblock.

800 m ONO Ramsös NO hörn höjer sig de s k lossöarna med ett 30-tal



Fig. 4. Ramsö från väster.



Fig. 5. Klasahall från öster.

stora block över vattenytan. Blocken vilar på ett grund som reser sig brant från omgivande djup till ca 1 m under vattenytan och som har en utbredning av ett par hundra m². Samtliga block består av urberg och även i moränen som täcker övre delen av grundet iakttages endast urbergsmaterial.

I nära anslutning till Mien ligger ett par mindre sjöar om vilka något lämpligen kan nämnas i detta sammanhang. Omedelbart NV om Mien ligger Lunksjön ca 3 m över Miens vattenyta. Sjön har en längsträckt form och är orienterad i riktning NNV liksom Mieåns dalgång i sin övre del. Sjön når ett djup av 7-8 m. Längs västra stranden förekommer ett par urbergsblottningar som reser sig brant ca 5 m över vattenytan. Östra stranden är mera flack och når endast obetydligt över sjöns yta. Sjön Gårdgölen, med vattenytan endast ett par dm över Miens yta, får närmast betraktas som en avsnörd vik av Mien. Sjön är belägen i en dalgång som sträcker sig i riktning NNO. Östra sidan av sjön gränsar till ett urbergsmassiv som höjer sig 15-20 m över vattenytan.

I samband med kraftverksanläggningar i Mieån har Mien reglerats. Enligt uppgift skulle en sänkning av vattenytan på ungefär en meter ha skett på 1930-talet.

Miens botten-topografi

Sjön Mien är sedan gammalt känd att vara en "ovanligt" djup sjö! I sägner från bygden anges den allmänt som bottenlös och i en äldre upplaga av Nordisk familjebok finns en uppgift om ett största djup på ca 80 m.

Holst utförde vid sina undersökningar i Mienområdet endast ett fåtal djuplodningar och redovisar ett största djup på ca 30 m i sjöns sydöstra del. 1936 utförde O. Ohlsson en betydligt utförligare lodning som presenterades i form av en relativt detaljerad djupkarta med ett

största djup på ca 40 m.

Ovanstående lodningar var emellertid i båda fallen utförda med handlod från en vanlig roddbåt. Med tanke på sjöns storlek (ca 20 km²) kan man utgå ifrån att lodningar med denna tidskrävande metod fått en ganska översiktlig karaktär. Den vanliga metoden för lägesbestämning som användes - att räkna antalet årtag mellan lodskotten - får dessutom betraktas som ganska osäker.

Den speciella problematiken kring Miens bildningssätt kom ganska snart att ställa krav på en mera detaljerad kännedom om sjöns bottentopografi. Genom tillmötesgående från Kungl. Sjökartemyrån erhöles 1962 anbudet att få låna en ekolodsutrustning av passande typ för en mindre båt. För arbetets utförande ställdes dessutom två kartografer till förfogande som under tre dagar utförde lodningsarbetet.

Ekolodet som användes var ett Atlaslod av typ Monograpf 658. Hela utrustningen tillsammans väger endast 70-80 kg. Själva mottagardelen kan enkelt placeras på en sittbräda i båten. Svängardelen var monterad i ett trästativ och monterades med hjälp av ett par plankor som fastgjordes på tvären över båtens mittparti. Svängaren är under lodningen placerad ca 1 m under vattenytan. Som strömkälla användes 2 st 12-volts batteri. Eftersom ön Ramsö är belägen centralt i sjön ansågs denna lämplig som utgångspunkt varvid den s k stjärnlodningsmetoden kunde användas. Som kartunderlag var ekonomiska kartan i skala 1:10 000 lämplig. Från Ramsö kördes kurser mot lämpliga landmärken på stränderna varifrån förflyttning gjordes till en ny utgångspunkt som var möjlig att exakt bestämma på kartan. Härifrån drogs en ny kurs till Ramsö. Naturligtvis kan man inte utesluta att vissa fel erhålles även vid denna metod. Genom att arbeta vid lugn väderlek kan dock avdriften nedbringas. Som kontroll kördes för övrigt ett antal tvärkurser i rikt-

ning ost-väst över sjön. Fördelen med ekolodningsmetoden är ju framför allt att en kontinuerlig djupbestämning erhålles längs hela lodningssträckan.

Totala lodningssträckan som registrerades på ekogram utgjorde 90 km, fördelade på 30 stycken stjärnlodningskurser (75 km) och 9 stycken tvärprofiler. Överföringen av djupvärdena från ekogrammen till djupkartan utfördes med hjälp av en specialtillverkad mall. Djupkartan i original upprättades i skala 1:20 000 med 2 meters ekvidistans. På den nu redovisade topografiska kartan, fig. 3, har emellertid djupkartan för tydlighetens skull konstruerats med 4 meters ekvidistans.

Som framgår av djupkartan har sjön en västlig relativt grund del och en central avsevärt djupare del. I västra halvan av sjön är medeldjupet 12-16 meter över en vidsträckt platå S och SO Ramsö. Djupet avtar dock i den nordvästra delen där en tydlig uppgrundning sker genom avlagring av glacifluvialt material. Medeldjupet är här inom ett stort område endast 1-2 meter. Omedelbart V Ramsö löper en smal 12-14 meter djup ränna orienterad i riktning N-S. Den västra delen av sjön når sitt maximala djup 18-20 meter i en djupgrav som tydligen är en fortsättning av Mieäns dalgång.

Den centrala djupare delen av sjön bildar ett avlångt insänkingsområde där medeldjupet når mer än 25 meter. Ur djupet reser sig här i norra delen de s k Mossöarna vilka närmast kan betraktas som en tvillingö till Ramsö. Norr och väster härom finner man sjöns största djup (ca 42 m) i en stor djuphåla. Sydöstra delen av Mien domineras av ett system av djupgravar orienterade i riktning N-NO där djupet når 30-38 m.

Tidigare uppgifter om sjön Miens väldiga djup kan väl närmast tillskrivas en kombination av ofullständiga lodningsmetoder och en livlig fantasi.

Berggrund

I sin uppsats om Mien lämnar Holst ganska knapphändiga upplysningar om berggrunden. Något geologiskt kartblad föreligger inte över Mienområdet eftersom det planerade kartbladet "Marishamn" aldrig utgivits. Norr om området kommer närmast kartbladet "Lessebo" och i söder föreligger bl a Blombergs geologiska karta över Blekinge län från år 1900. Inom området söder om Mien, speciellt i västra Blekinge, har på senare år utförts omfattande undersökningar av bl a Norin, Habetha, Larsson och Asklund. I dessa arbeten behandlar Habetha och Larsson närmast tektoniska problem, medan Asklund behandlar bergarterna speciellt ur stenindustriell synpunkt. I en uppsats från 1896 beskriver Moberg diabaserna i Blekinge.

Under åren 1967-68 utfördes en berggrundskartering i västra Blekinge i samband med ett hydrogeologiskt forskningsprojekt. Resultaten har sammanställts till en berggrundskarta (Stanfors-Tell, 1969).

Runt Mien har under perioden 1962-65 ett ca 150 km² stort område detaljkarterats i skala 1:10 000. Blottningsgraden är i allmänhet ringa men ett antal nya vägskärningar i områdets sydöstra del har givit viktig information om berggrundens sammansättning. Resultaten redovisas i form av en berggrundskarta i skala 1:50 000, fig. 6.

Som framgår av berggrundskartan så domineras Mienområdet av en granitoid bergartstyp som betecknats "gnejsgranit" i överensstämmelse med tidigare benämning av samma bergartstyp i angränsande områden - speciellt i Blekinge. Gnejsgraniterna i Mienområdet är vanligen grov - medelkorniga och har en färg som varierar från grå till gråröd. Typiskt är en stor variation såväl till sammansättning som struktur. Varianter med såväl granitisk som granodioritisk sammansättning förekommer och i underordnad mängd även kvartsdiorit. Strukturellt sett

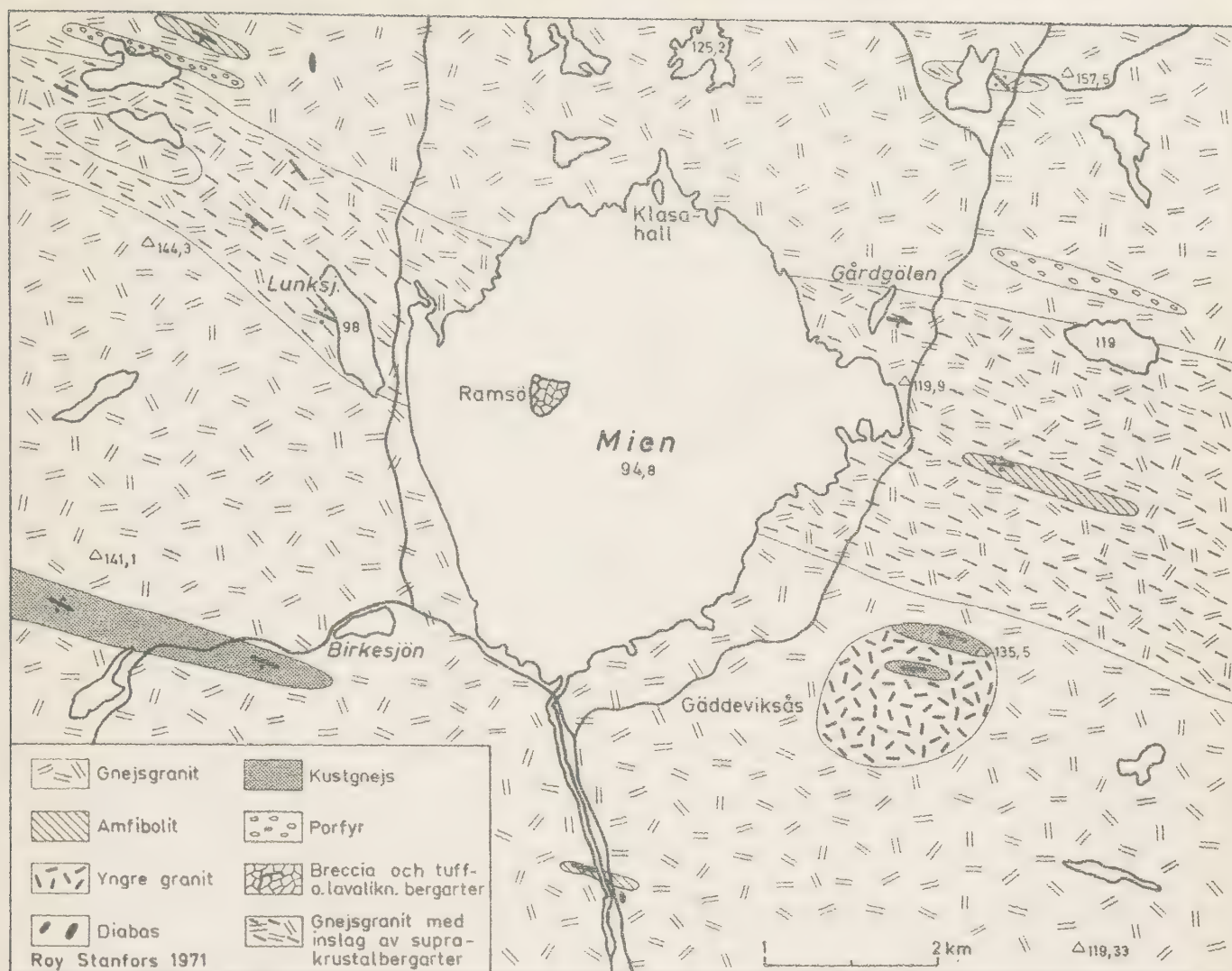


Fig. 6. Berggrundskarta över Mienområdet

visar gnejsgraniterna också stora olikheter. Sålunda förekommer t ex en närmast massformig variant i området norr och öster om Mien medan lokalt kraftigt förskiffrade typer tycks vara mest vanliga i området väster om sjön. Bergartens huvudbeståndsdelar är kvarts, plagioklas och kalifältspat. I andra hand förekommer biotit, hornblände och epidot samt apatit, titanit och ofta relativt rikligt med malmkorn.

Kvartsen förekommer mestadels som utfyllnad mellan de ofta idiomorfa fältspatindividerna och är vanligen mer eller mindre undulös.

Kalifältspaten, som utgöres av såväl mikroklin som mikroklinpertit förekommer som stora väl utbildade kristaller. Plagioklasen har i all-

mänhet en utsläckningsvinkel som svarar mot An 25-30. Fältspaterna visar en varierande grad av sericitomvandling varvid i allmänhet plagioklasen är kraftigare omvandlad än kalifältspaten. Vid kontakten mellan plagioklas och kalifältspat iakttages i vissa fall myrmekitomvandling. Bland de mörka mineralen är biotit och hornblände vanligast. Biotiten förekommer i gulbruna flak med tydlig pleokroism. Hornblände förekommer i brunaktiga, ofta prismatiska kristaller med utsläckning $c:\chi = 20^\circ$. För både biotit och hornblände gäller att kloritomvandlingen tilltar med ökad metamorfosgrad. Kloriten förekommer i regel som små fjäll längs spaltplanen i mineralkornen och uppvisar typiska anormala interferensfärger i blått.

Ungefär mitt genom undersökningsområdet sträcker sig ett 2-3 km brett stråk som på kartan fått en särskild beteckning. Gnejsgraniten innehåller här mycket talrika inneslutningar av främst en fin - medelkornig grå gnejs men även av en mera kvartsitisk bergartstyp samt amfibolit. Bristen på blottat berg omöjliggör tyvärr en närmare utredning av detaljerna i denna komplexa zon.

Den grå gnejsen som för övrigt förekommer i ett par smalare stråk både SV och SO om Mien kan betraktas som nordligare utlöpare av den stora kustgnejsmassan i Blekinge. Bäst kan denna bergartstyp studeras i hållar omedelbart väster Lunksjön samt i ett större massiv norr om punkt 119,9 omedelbart öster om Mien. Bergarten är relativt jämnkornig med en genomsnittlig kornstorlek av 0,3-0,5 mm. Kvarts, plagioklas och kalifältspat uppbygger huvuddelen av bergarten. Kvartsen är genomgående starkt undulös och uppvisar ibland krosstrukturer. Kalifältspaten som utgöres av mikroklin och mikroklinpertit är till viss del idiomorf. Plagioklasen har en sammansättning motsvarande An 26-28. För samtliga fältspater gäller, att de större kornen i många fall har talrika poikilitiska inneslutningar av huvudsakligen biotit, apatit

och plagioklas. Fältspaterna visar dessutom en växlande grad av sericitomvandling. Bland de mörka mineralen märks i första hand biotit, epidot och klorit. Biotiten är ljusbrun med tydlig pleokroism och förekommer orienterad i långsträckta aggregat. Biotiten visar genomgående en mer eller mindre utpräglad kloritomvandling. Epidoten förekommer ofta i långsträckta anhopningar, i en del fall dessutom som sprickfyllnader i gnejsen. Färgen är oftast gulbrun och pleokroismen svag. Kloriten förekommer dels som enskilda små ljusgröna flak och dessutom som omvandlingsprodukt av biotiten, huvudsakligen längs kanter och spaltplan. Kloriten visar stark pleokroism och har karakteristiska interferensfärger i blåviolett. I underordnad mängd förekommer dessutom små apatitstavar, zirkon och malmkorn.

Amfiboliten vilken vanligen förekommer som linser och tämligen obetydliga inlagringar i gnejsgraniten är vanligen mörk till färgen, finkornig och utpräglad skiffrig. Under mikroskopet urskiljer man framför allt grönt hornblände och brun biotit. Plagioklas är den dominerande fältspaten. Enstaka mikroklinkorn kan observeras liksom något kvarts. Sekundärt förekommer gulgrön epidot och för övrigt apatit, titanit och malmkorn.

I ett massiv SO om Mien påträffas granitiska bergarter som kan betraktas som nordliga utlöpare av Blekinges yngre graniter - Karlshamns- och Spinkamålagranit. Dominerande är här en grovkornig gråröd-rödaktig granit med porfyriskt utbildat kalifältspat. Övriga huvudmineral är kvarts, oligoklas, biotit och något hornblände. Titanit, apatit och malmkorn är vanliga småmineral. Myrmekitbildning är vanligt förekommande och texturen är oftast hypidiomorf. I nära samband med den grovkorniga graniten uppträder den fin-medelkorniga, grå varianten. Under mikroskopet visar denna bergart en i det närmaste ekvigranulär textur med kvarts, plagioklas och mikroklin som huvudmineral. Kvartsen före-

kommer ofta som svagt undulösa korn och kalifältspaten något rikligare än plagioklasen som är av oligoklassammansättning. Bland de mörka mineralen märks gulbrun starkt pleokroistisk biotit samt ibland något epidot. Hornblände har inte observerats. I underordnad mängd förekommer apatit, titanit, zirkon och malinkorn.

I anslutning till dessa yngre graniter uppträder lokal migmatitisering av sidoberget. Smala gångar av Spinkamålagranit kan också iakttagas i den omgivande gnejsgraniten.

Några mera omfattande slutsatser angående bergarternas genetiska relationer i Mienområdets urberg låter sig knappast göras enbart genom studier i detta hållfattiga område. Genom jämförande observationer som gjorts speciellt längre söder och norr om Mien har dock en uppfattning i stort kunnat erhållas.

Som redan framhållits bör de linsformigt uppträdande gnejserna med säkerhet kunna betraktas som utlöpare av Blekinges kustgnejs och utgör de äldsta bergarterna i området. I nära samband med gnejserna uppträder andra suprakrustalrester speciellt i det i NV riktning löpande stråket genom Mien. Här förekommer såväl kvartsitiska som enstaka hälleflintliknande inneslutningar i gnejsgraniten jämte ganska talrika amfiboliter. Inneslutningar av liknande slag har för övrigt observerats flerstädes i mellersta och norra delen av västra Blekinges gnejsgraniter och kan följas över Ryssberget till Västanaåfältet. Intressant är vidare ett fåtal observationer av porfyrisk bergarter vilka närmast kan jämföras med den av Norin beskrivna granitporfyren från Åsnenområdet.

Av speciellt intresse är gnejsgraniten som utgör den äldsta granitoida bergarten i området. Denna bergart motsvarar den bergartstyp som i stora delar av Blekinge och södra Småland fått lokala beteckningar som

t ex Ryd-Fridafors-Parabolsgranit i Småland-nordvästra Blekinge och Tvingsgranit i stora delar av Blekinge. Magnusson (1958) ger dessa bergarter en särskild beteckning på "Karta över Sveriges berggrund" med motiveringen "emedan det icke ännu synes fullt klarlagt, hur detta områdes äldre graniter förhåller sig till Smålandsgraniterna".

R. Norin, som gjort omfattande undersökningar i västra Blekinge uttalar 1936 en förmodan om ett genetiskt samband mellan de ovan nämnda gnejsgraniterna och den grå Växjögraniten - en förmodan som av samme författare 1959 helt anses styrkt. Gnejsgraniterna (Tvingsgraniterna) betraktas helt enkelt som "mot söder allt mer förskiffrade varianter av Växjögraniten". Norin framhåller emellertid den grå Växjögraniten som primorogen i förhållande till den röda varianten av samma granit. Mina egna observationer i Mienområdet och dess omgivningar gör inte anspråk på att ge någon definitiv lösning av de ovan diskuterade problemen. Helt klart torde emellertid vara att den äldre granitoida bergart som här betecknats gnejsgranit i Blekinges berggrund innesluter kustgnejsen och de övriga troligen likåldriga suprakrustalbergarterna. Tydligt kan man också konstatera hur gnejsgraniten genomslås av de yngre graniterna av typ Karlshamn-Spinkamålagranit. Exempel på detta finner man så långt norrut som strax söder om Mien.

Gnejsgranit av mera urgranitliknande karaktär finner man bl a väster Olofström men även på flera ställen i södra Småland. I större delen av västra Blekinge och södra Småland har emellertid gnejsgraniten ofta en mera granitisk karaktär med högst varierande massformighet - ett förhållande som kan sättas i samband med en växlande grad av regeneration genetiskt samhörig med de yngre graniternas bildning. Den av Norin påpekade mot söder allmänt tilltagande förskiffringen anser jag inte styrkt. Min uppfattning är att man i stället bör tala om förskiffrade stråk i en riktning närmast N-S, ex Vilshult - Fridafors m fl, växlan-

de med mera massformiga varianter.

Gränsdragningen norrut och i samband därmed relationen till Smålandsgraniterna är en mera komplicerad fråga som knappast kan lösas slutgiltigt innan man får ett bättre underlag av geologiska observationer. Min uppfattning är dock att gnejsgraniterna inte bör uppfattas som genetiskt samböriga med Växjögraniterna. Så långt söderut som vid västra Åsnen möter man i nyupptagna vägskärningar klara antydningar om Växjögranitens avvikande karaktär gentemot gnejsgraniten. Mycket talar också för att gnejsgraniten har en utbredning som rester ganska långt in bland Smålandsgraniterna.

Tektonik

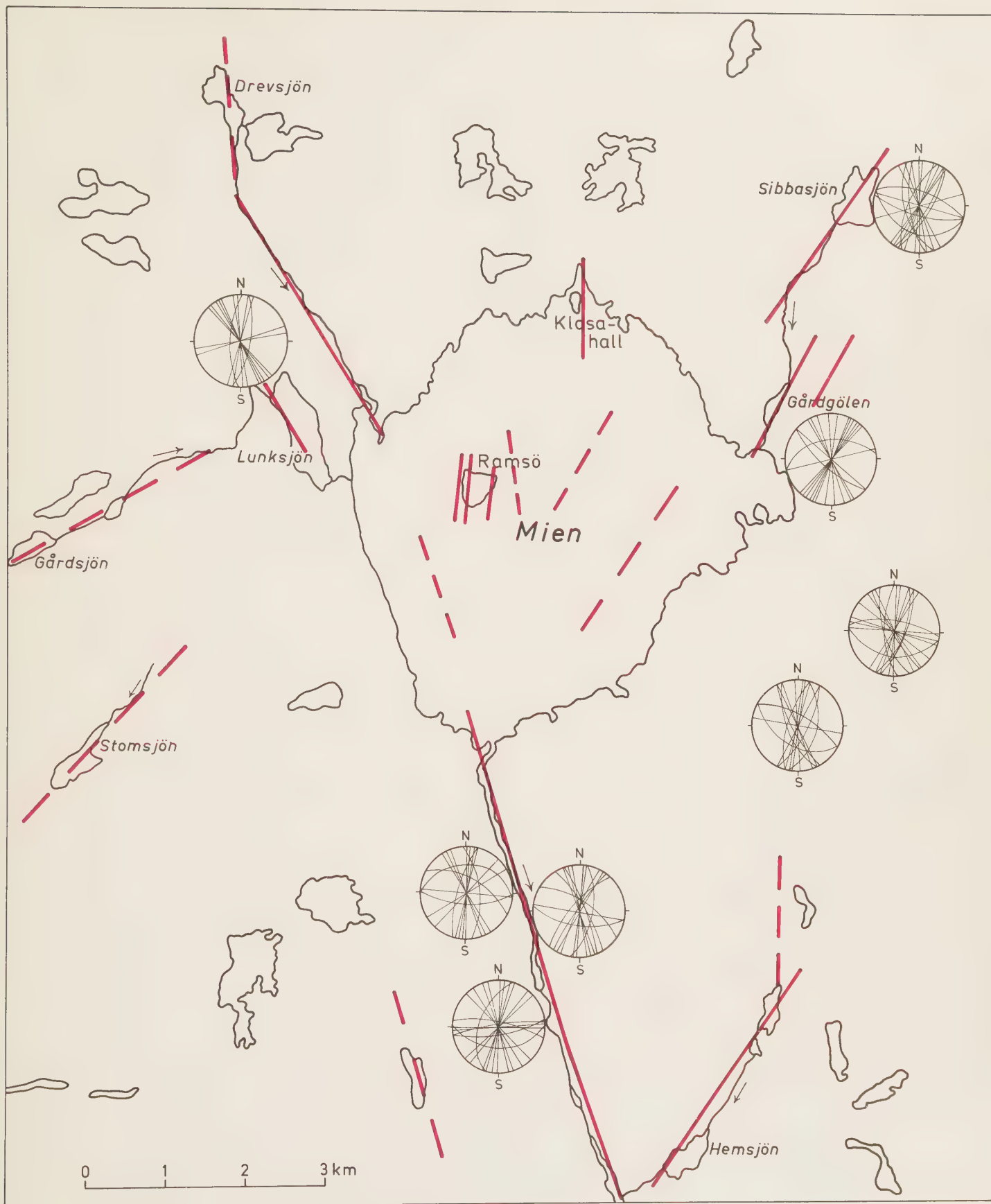
På grund av den ringa förekomsten av blottat berg föreligger stora svårigheter att bilda sig en någorlunda detaljerad uppfattning om Mienområdets tektonik.

Tektoniska undersökningar i området söder Mien har utförts av Habetha (1936) och framför allt av Larsson (1954) och (1972). Tektoniska upplysningar från övriga omgivningar är mycket sparsamma.

I samband med den geologiska karteringen i Mienområdet har spricktektoniska observationer gjorts i den omfattning som varit möjlig. De mest gynnsamma lokalerna är belägna i Mieåns dalgång och längs vägen mot Tingsryd sydost om Mien.

Resultatet av sprickmätningarna redovisas i diagram tillsammans med framträdande tektoniska linjer indikerade genom hållobobservationer, seismiska data samt resultat från kart- och flygbildsanalys. Fig. 7.

Det mest markanta inslaget i Mienområdets tektonik är den sprickdal i vilken Mieån har sitt lopp. Dalen är från Mien och ca 7 km söderut orienterad i riktning $N 20^{\circ} V$ och har en bredd upp till 300 m begrän-



— Spricktekoniska linjer indikerade genom
hällobservationer och seismik

- - - D:o efter flygbilder och djupkarta



Sprickdiagram

Fig. 7. Spricktekonisk karta över Mienområdet.

sad av brant stående bergsidor. Flg. 8 och 9. Dalgången blir mindre markerad i landskapet ju längre söderut man kommer.

Denna tektoniska zon har, som framgår av djupkartan, sin fortsättning norrut genom Mien i en långsträckt djupfåra i riktning NNW samt ytterligare längre norrut i Drevåns dalgång där riktningen dock är närmast 30° V. Parallellt med denna dalgång finner man för övrigt kraftig tektonisering i hällarna längs Lunksjöns nordvästra stränder.

Den riktning som mest framträder i områdets östra del är $N 20-30^{\circ} O$ i stråket Gårdgölen - Sibbasjön. Den kan följas i djupgraven längs Miens SO strand. En närmast N-S sprickriktning är också mycket frekvent. Morfologiskt framträder den bäst på Klasahall vars östra strand är orienterad i N-S. Mycket troligt är också att Ramsö begränsas av tektoniska zoner som i stort har denna orientering. Seismiska resultat talar nämligen för mycket omfattande krosszoner såväl väster som öster om Ramsö. En i terrängen framträdande riktning, speciellt väster om Mien, är $N 60-80^{\circ} O$.

Av sprickmätningarna längs Mieåns dalgång framgår hur sprickor i NNW dominerar och hur dessa är övervägande branta. Vanligen finner man kloritklädda harnesk och andra spår av kraftiga rörelser i störst utsträckning längs dessa ytor. Sprickriktningen ca N-S är också mycket frekvent och då med närmast vertikal stupning. Sprickorna i mera O-V riktning stupar i allmänhet flackare mot N eller S.

Att den tektoniska aktiviteten i Mienområdet tidvis varit intensiv därom vittnar framför allt ett hällområde väster Lunksjön där gnejsen bär spår av delvis intensiv påverkan i ett par olika generationer. Äldst är ett system av epidotläkta sprickor som lokalt närmast har karaktären av brecciering. Vid senare påkänning har en intensiv sprickbildning skett som resulterat i talrika kvartsläkta sprickor och en



Fig. 8. Mieåns dalgång. Västra branten med tät ore-gelbunden förklyftning i gnejsgranit.



Fig. 9. Mieåns dalgång. Östra branten med harneskytor och hori-sontella överskjutningsplan i gnejsgranit.

kvartsdränkt breccia.

Liknande spår av intensiv tektonisering förekommer i ett par hållparti vid Hunnamåla omedelbart öster Mien. Här påträffas dock ingen breccia men väl spår av mylonitisering.

De seismiska profilerna ger som ovan nämnts en klar antydan om omfattande krosszoner såväl närmast väster som öster Ramsö. Den västra zonen verifieras av kärnborrhål. Materialets beskaffenhet i denna borrhärna med urbergsbreccia, förskiffrad gnejsgranit och kraftigt leromvandlat berg är karakteristiskt för en intensiv krosszon i urberg.

Seismiska profilen på Miens västra strand ger belägg för ett antal smala krosszoner parallella med denna.

Av stort intresse är de väl utbildade kloritklädda harnesk som påträffas i borrhärnornas ryolit. Eftersom kärnorna inte är orienterade kan endast sägas att rörelserna i ryoliten förmodligen skett längs relativt branta plan. En kraftig tektonisering måste alltså ha påverkat Mienområdet berggrund efter ryolitens konsolidering.

Mienområdets tektoniska mönster karakteriseras som synes framför allt av sprickzoner orienterade i riktning $N 20^{\circ} V - N 30^{\circ} O$. Brecciering, mylonitbildning och talrika harneskkklädda ytor i samband med dessa zoner talar för en intensiv tektonisk verksamhet vid upprepade tillfällen och med varierande deformationsriktningar.

Bilden av ett antal tektoniskt mera ostörda urbergsplintar skilda av tektoniska svaghetszoner styrks också av ett flertal brunnsborrningsuppgifter och en del hällobservationer söder om Mien.

Av speciellt intresse är givetvis att ställa detta lokala tektoniska mönster i relation till det omgivande landskapets stortektonik. Detta har gjorts genom att på fig. 10 sammanställa resultaten från fig. 7 med redovisade sprickmätningar från Blekinge (Larsson 1972) och in-

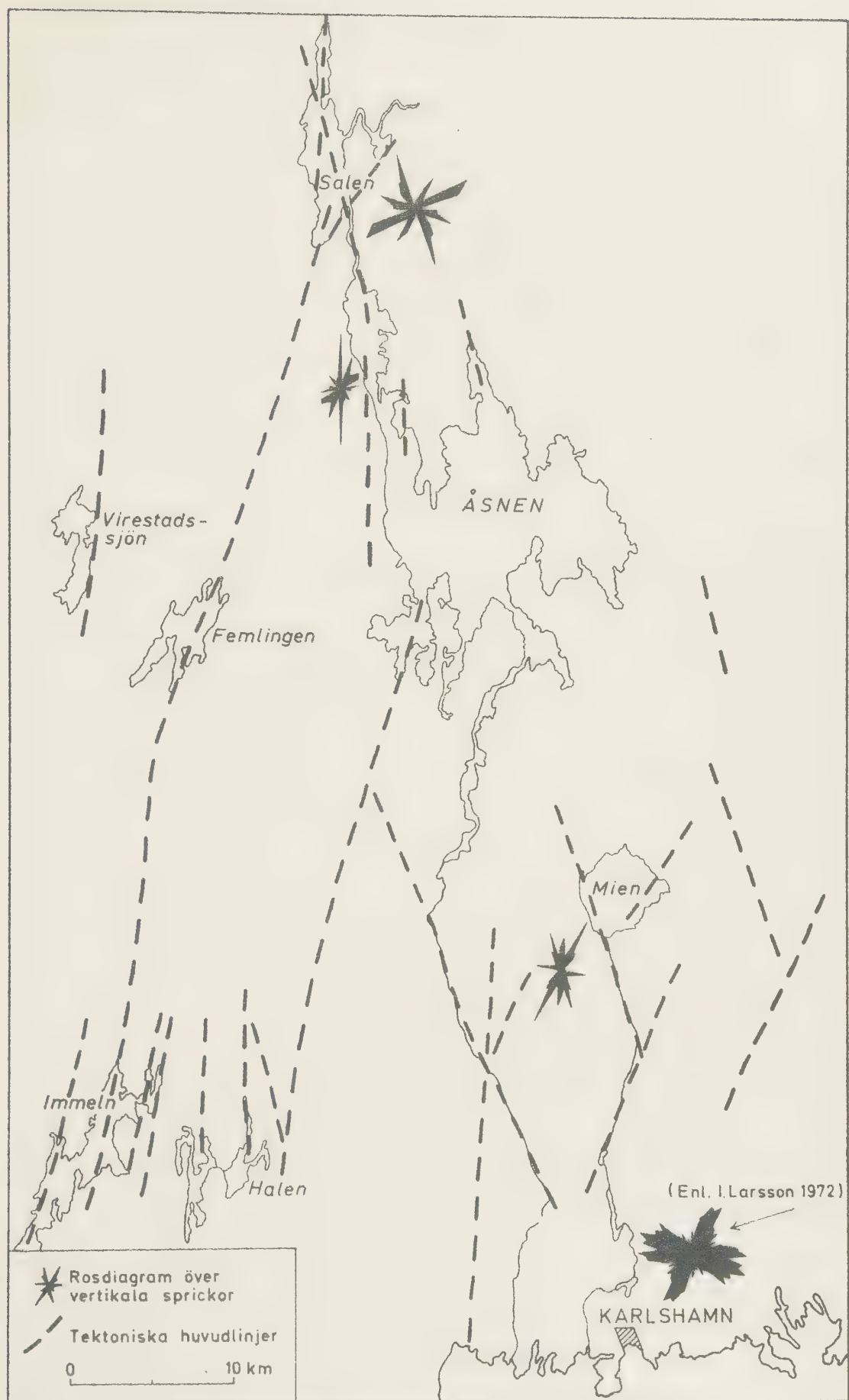


Fig. 10. Tektoniska huvudlinjer i Mienområdet och dess omgivningar.

samlade data från bl a Immeln, Salen och Åsnenområdet. Mätningarna från sistnämnda område har utförts av K. Bron, F. Margulies och T. De Oliveira i samband med fältarbete för trebetygsuppsatser.

Ett av de mest markanta inslagen i södra Sveriges tektonik utgör den regionala förskiffrings- och mylonitiseringen som har kunnat följas från Vätterns södra del ner mot Skåne. Studerar man utbredningen av denna zon på Karta över Sveriges berggrund (Magnusson m fl 1958) förstår man att de gränser som zonen fått i många fall måste vara ganska ungefärliga med tanke på det oftast älderstigna underlag som finns till förfogande och på fattigdomen av blottat berg. Jag tänker härvid speciellt på avsnittet från Värnamo och söderut.

Under senare år har i samband med praktiska geologiska undersökningar, främst för tunnel- och bergrumsprojekt, åtskilliga observationer i anslutning till protoginzonen kunnat göras - inte minst genom geofysik och borrhningar - som möjligen kan medverka till en viss modifikation vad gäller den aktuella zonens utbredning i sydligaste Sverige.

För att börja västerut torde det vara fullt motiverat att från trakten av Värnamo och söderut betrakta den genom Vidöstern och söderut längs Lagans dalgång iefulliga förskiffrings- och krosszonen som en parallell till protoginzonen. Speciellt i södra delen av Lagadalen finner man kraftigt förskiffrade och mylonitiserade partier med brant stupande plan längs vilka förskjutningar ägt rum. Av speciellt intresse är den syenitiska bergart som påträffats i Markarydstrakten i anslutning till Lagadalens tektoniska zon och som otvivelaktigt har stora likheter med såväl Vaggerydssyeniten som Glimåkrasyeniten. Huruvida ovan nämnda observationer skall anses motivera att själva protoginzonens västgräns flyttas västerut kan diskuteras. Området mellan Lagans dalgång och nuvarande västgränsen är synnerligen hållfattigt. Enligt min

uppfattning blir protoginzonen alltmer diffus ju längre söderut man kommer. En med verkligheten bättre överensstämmande bild än den nuvarande av protoginzonens utbredning i södra Småland och Skåne får man förmodligen genom att antaga en förgrening söderut i ett antal parallella zoner. Exempel på dylika stråk är bl a Möckeln - Finjasjön - Ringsjön liksom Salen - Femlingen - Immeln. Någon fortsättning avsevärt söder Immeln torde däremot vara svår att påvisa och speciellt då den gräns som skär Linderödsåsen så markant.

Öster den ovan nämnda linjen Salen - Immeln, som delvis är mycket distinkt, förekommer ytterligare ett antal tektoniserade stråk som förmodligen kan sättas i samband med protoginzonen. Ett dylikt stråk kan klart iakttagas mer eller mindre sammanhängande från Salen - omedelbart väster Asnen och söderut genom Olofström och frågan är om inte också Mörrumsåns dalgång och den kraftiga tektoniseringen genom Mien och Mieåns dalgång kan betraktas som östliga förgreningar.

Som framgår av fig. 10 överensstämmer den tektoniska bilden i Mienområdet väl med det stortektoniska mönster som präglar området norr och väster om Mien. Sprickrosdiagrammen från Salen och Asnenområdet visar större överensstämmelse med Mienområdets sprickbild än den som redovisas för Karlshamnsgraniten i södra Blekinge. Helt allmänt förefaller Mienområdets tektonik att vara mer präglad av protoginzonens komplexa utveckling än av den förmodade jotniska deformationen i Blekinge.

Kvartära avlagringar

Största delen av Mienområdet täcks av morän. Speciellt i norra och östra delen av området är moränen rikblockig med m^3 -stora block av den lokala berggrunden. Längs Miens norra och östra stränder märker man en kraftig ursköljning av moränen upp till en nivå av 2-3 m över den nuvarande vattenytan. I området söder om Mien är moräntäcket förmodligen

betydligt tjockare och dessutom mycket blockfattigare än i övriga delar av området. Terrängen är här ofta småkuperad med mindre ändmoränstråk orienterade i riktning O-V och små åskullar som når 2-4 meters höjd över omgivningen. Moränen är oftast sandig och blockinnehållet är som tidigare påpekats ringa vilket befrämjat den omfattande uppodlingen inom området närmast söder Mien.

Glacifluviala avlagringar finner man i den topografiskt väl framträdande rullstensås som sträcker sig längs Mieåns dalgång. Fig. 11. Ett mindre område med rullstensgrus utbreder sig också mot NV i anslutning till denna ås upp till trakten av Midingsbråte. Materialet i rullstensåsen är övervägande finkornigt.

Även längs Drevån utbreder sig en rullstensås som från Längenabben i Miens NV del fortsätter söderut och grundar upp NV delen av Mien. Denna ås fortsätter genom västra delen av Mien söderut och ansluter till åsen i Mieåns dalgång. Som framgår av de seismiska resultaten är mäktigheten av dessa avlagringar i sjön upp till 30 m. Materialet är i stort sett av samma slag som i de glacifluviala bildningarna i södra delen av området.

Blocken i såväl morän som glacifluviala avlagringar har mestadels sitt ursprung i den lokala berggrunden. Härvid märks främst olika typer av gnejsgranit, granit och gnejs samt en del grönstensblock. Av främmande block kan man iakttaga en del av de suprakrustala bergarterna från Åsnenområdet några mil norr om Mien.

Av speciellt intresse är den lokalt stora blockfrekvensen av kambrisk sandsten väster om Mien. Enligt Holst påträffas sandsten också relativt allmänt vid Lillaryd öster om Mien.

De olika varieteterna av ryolit förekommer som ovan nämnts endast söder om Mien och på Ramsö. En närmare redogörelse för ryolitblockens

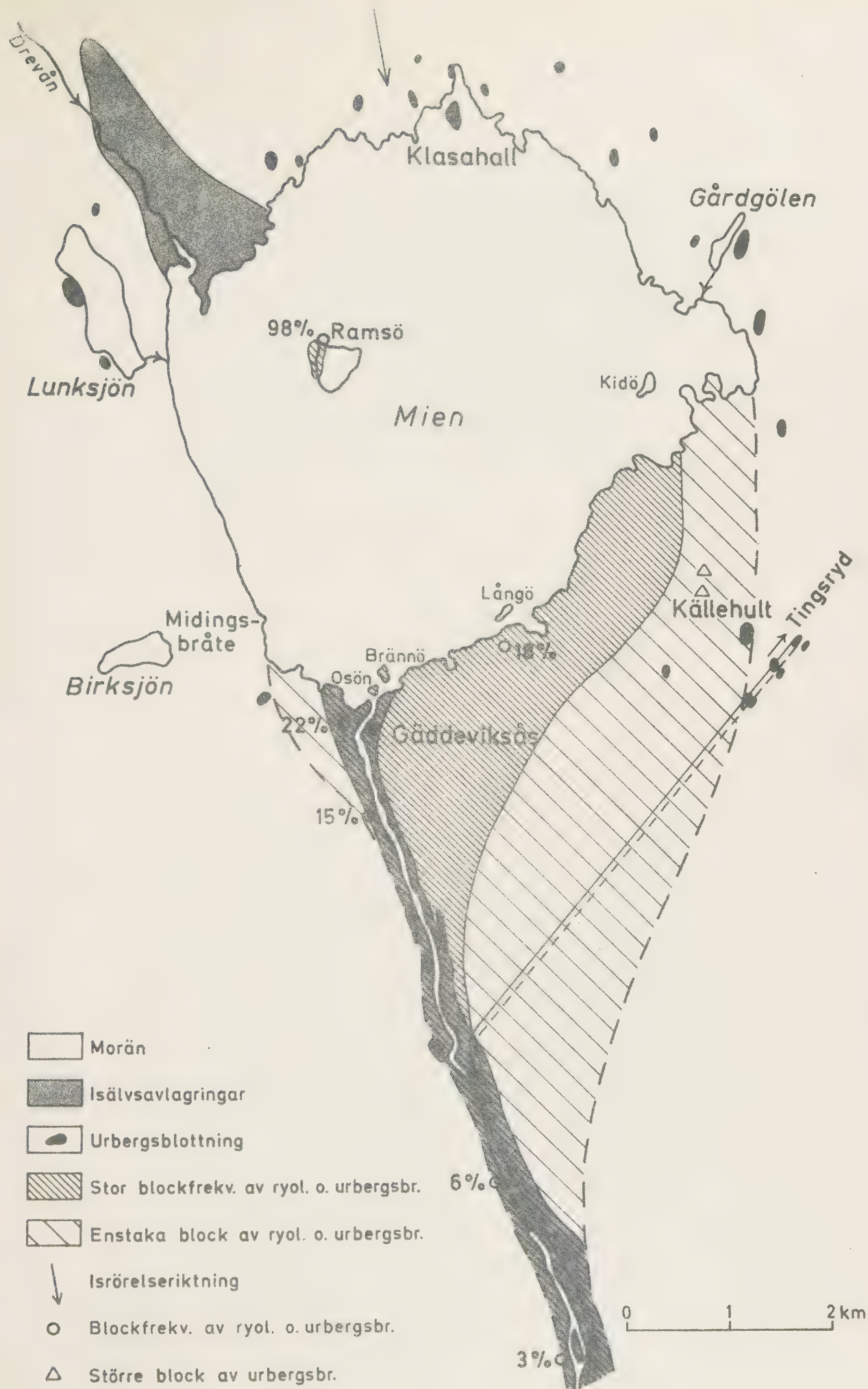


Fig. 11. Karta över ryolitens och urbergsbreccians blockutbredning.

utbredning följer nedan.

Ryolitens och urbergsbreccians utbredning som block

Som ovan nämnts hade ryoliten vid tidigare undersökningar endast påträffats i form av lösa block. Som en viktig uppgift framstod därför att närmare fastställa ryolitblockens utbredning. I samband härmed gjordes också försök att klassificera de olika varianter av ryoliten som förekommer i blockform. De bergarter som Holst sammanförde under beteckningen ryolit indelades av honom i ett ganska stort antal olika varieteter. Vid närmare undersökning framgår det dock att man lämpligen kan begränsa sig till ett fåtal huvudtyper av ryoliten.

För blockundersökningar har en enkel indelning gjorts av ryoliten på rent makroskopiska grunder i följande tre huvudtyper:

- A) Den svarta pechstensliknande lavatypen. Denna variant har som regel gulvita inneslutningar av kvarts och fältspat, fettartad glans och splittrigt brott. Oftast innehåller den talrika sfäriska hålrum. Fig. 12.
- B) Denna bergart karakteriseras framför allt av sin inhomogenitet, framträdande fluidalstruktur samt mycket varierande halt av urbergsinneslutningar i en svart tät matrix. På grund av kraftig omvandling får denna bergart ett mycket varierande utseende. Fig. 13-15.
- C) Under denna beteckning sammanföres de olika varianter som har karaktären av tuff eller tuffbreccia. Vanligast bland dessa är en bergartstyp som består av kraftigt vittrade fragment av såväl den lavaliknande ryoliten som olika typer av områdets urberg sammangytttrade i en kaotisk blandning med bergartsmjöl och lersubstans som matrix. Färgen är ofta grå eller grågul och konsistensen lös. Fig. 16.



Fig. 12. Ryolitblock av typ A.



Fig. 13. Ryolitblock med flytvalkar av typ B.

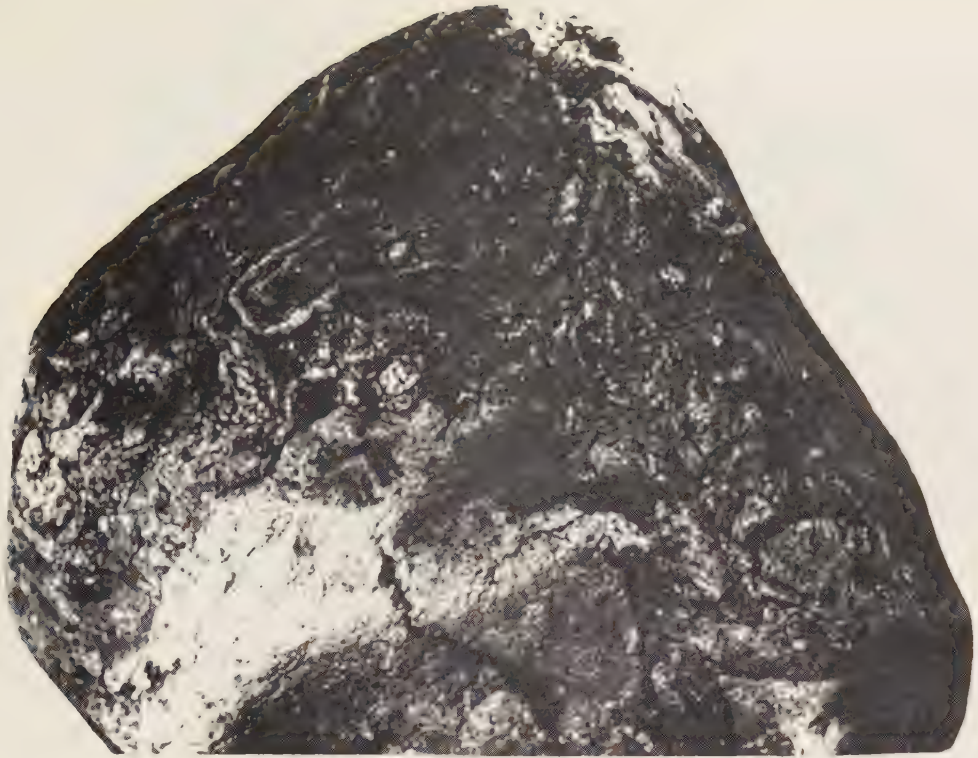


Fig. 14. Ryolitblock av typ B (undre delen) täckt av lavasliror.



Fig. 15. Ryolitblock av typ B med flytvalkar.

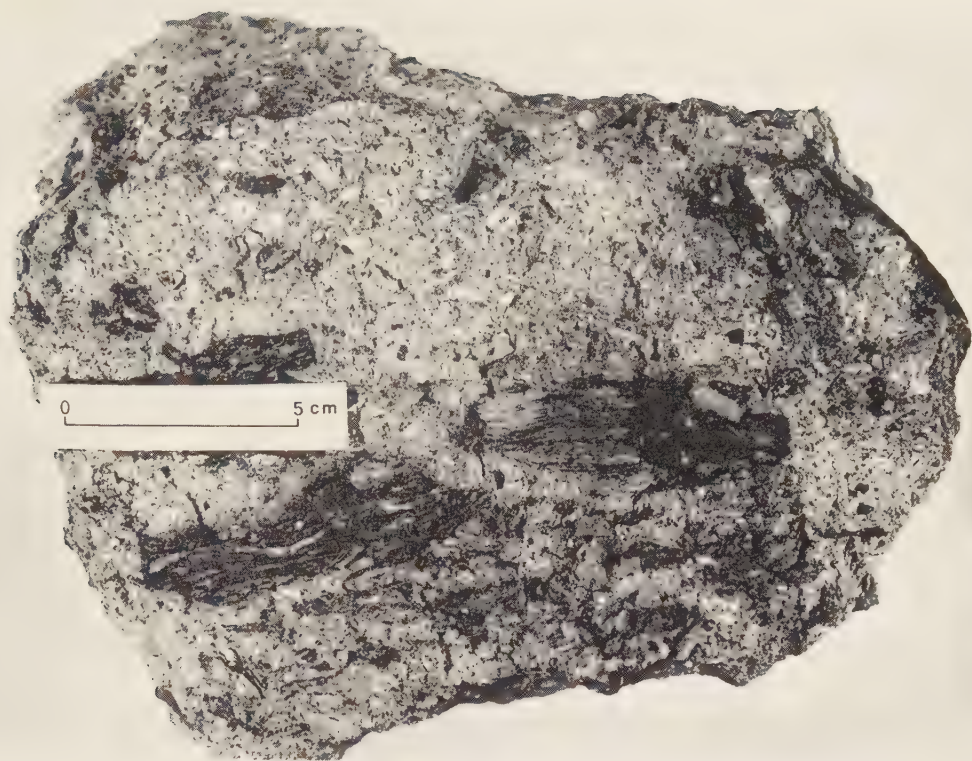


Fig. 16. Ryolitblock av typ C.



Fig. 17. Stora blocket av urbergsbreccia i Källeuhult.

Till en fjärde typ hänföres de block av urbergsbreccia som förekommer särskilt rikligt SO om Mien. Fig. 17. Denna breccia bör lämpligen inte sammanföras med ryolitvarianterna på grund av sin tydliga karaktär av urbergsbreccia. Genetiskt behöver den nödvändigtvis inte sättas i samband med ryoliten.

Vid tidigare undersökningar har antaganden gjorts att moderklyften till ryolitblocken söder om sjön troligen var att söka någonstans på Miens botten. Som en väsentlig uppgift vid blockundersökningen framstod därför att om möjligt genom kartläggning av ryolitblockens utbredning erhålla anvisningar om inom vilket område klyftorten närmast var att söka. På grund av sjöns ansehlga storlek var det nämligen i högsta grad angeläget att kunna begränsa det område inom vilket mera direkta åtgärder som undervattensundersökningar och bormningar skulle sättas in.

Blockundersökningarna i fält har vid lämpliga lokaler kompletterats med blockräkningar. Vad beträffar den rullstensås som följer Mieäns dalgång har observationer här huvudsakligen förlagts till de talrika grustag och vägskärningar som finns tillgängliga. Inom moränområdet är det främst stengärdesgårdar och upplagda stenrösen som blivit genomsökta men även ett antal sandtag och vägskärningar har givit tillfälle till observationer och blockräkningar. Längs sjöns stränder har undersökning av strandklappern företagits med båt.

Som tidigare nämnts är ryolitblockens utbredning i stort sett begränsad till ett område söder om Mien och till ön Ramsö. Fig. 11. Utbredningsområdet sammanfaller ganska väl med det av Holst angivna. Gränsen i NV går i trakten av Midingsbråte öster Birkesjön och följer sedan närmast rullstensområdet mot SO till åsen vid Mieån. Ryolitområdets östra gräns kan lämpligen dragas från Midingsvik i sydlig riktning mot Källeholt. Blockområdets begränsning mot SO och S är svåra-

re att ange. Lämpliga observationslokaler är ganska sällsynta i södra delen av området. Att döma efter de undersökningar som gjorts i vägs-kärningar längs nya landsvägen mot Tingsryd bör gränsen närmast dras från Källehult mot en punkt ca 2 km söder vägs-kälet Gäddeviksås-Tingsryd. Ryolitblock förekommer endast i de vägs-kärningar som ligger väster om en punkt 1.200 m från nämnda vägs-käl och härvid endast som enstaka block. Mot söder förekommer ryolitblocken i rullstensåsen som sträcker sig längs Mieåns dalgång. Enstaka ryolitblock har enligt Holst observerats så långt söder ut som vid Asarum ca 20 km söder Mien.

Förutom inom angivna område har inga spår av ryolitblock kunnat upptäckas längs Miens stränder. Inom det rullstensområde som förekommer längs Drevån finns flera grustag lämpliga för observation där dock ryolitblock helt saknas.

Mest anmärkningsvärt är den förekomst av ryolitblock som påträffas i moränen på ön Ramsö. Ryolitblocken är nästan uteslutande av typ A. Blockens utbredning är dessutom helt koncentrerad till öns västra del. Fig. 18. Inom ett mindre område nära öns NV-spets utgör ryoliten nästan 100 % av blocken som här förekommer i en lokalt ursköljd morän helt nära strandkanten. Beträffande ryolitblockens utbredning på sjöbotten väster Ramsö hänvisas till redogörelsen för grodmansundersökningen.

I rullstensområdet väster Mieån finns ett antal mindre grustag. Här dominerar tydligt block av typ A och B. Inga block av typ C eller urbergsbreccia påträffas här. Frekvensen av ryolitblock är klart mindre än i motsvarande delar av själva åsen.

Ryolitblockens utbredning inom moränområdet söder Mien tycks vara ganska olikformig. Sälunda förekommer inom ett område norr Gäddeviks-

ås lokalt mycket stor frekvens av ryolitblock (ca 25 %). Öster om detta blockrika område avtar emellertid frekvensen av ryolitblock snabbt och när man når Källehult förekommer endast enstaka ryolitblock.

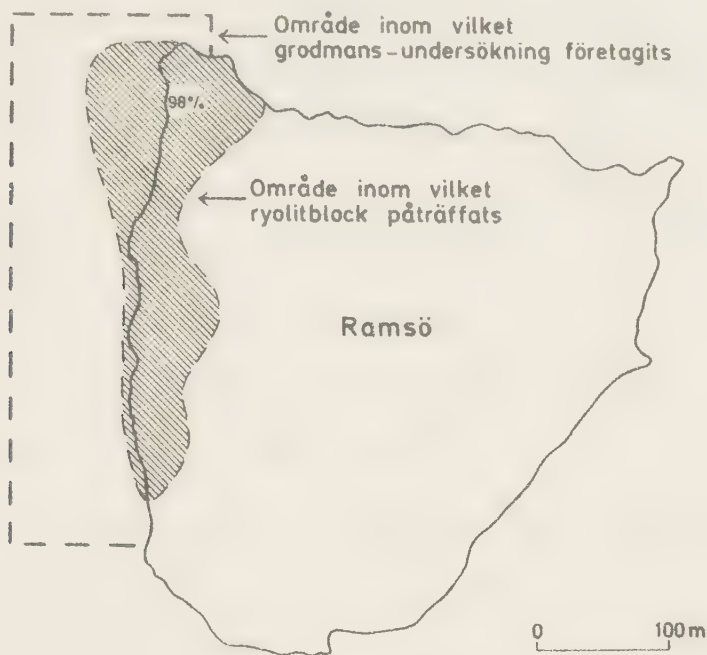


Fig. 18. Ryolitblockens utbredning på och i anslutning till Ramsö.

Längs strandkanten söder Mien förekommer ryolit allmänt fram till viken söder Kidö. Frekvensen överstiger dock sällan 2-3 %. Av småöarna i Miens södra del är det endast på två som ryolitblock har noterats nämligen på södra stranden av Brännö och på västra delen av Osön.

Vid undersökningar i en del sandtag inom området närmast söder vägen Gäddeviksås- Källehult framkom att frekvensen av ryolitblock sällan överstiger ca 2 %.

Av den ryolit som förekommer i moränen dominerar tydligt typ B. Även typ A förekommer men vad beträffar varianten C så är den mindre allmän här än i rullstensåsen i Mieåns dalgång.

Om man ser på urbergsbreccian så förekommer den inom hela området i viss utsträckning. Man märker dock en tydlig koncentration av denna

blocktyp till ett område öster en ungefärlig gräns från viken SO Långö - söderut. Öster om denna gräns är denna breccia den klart dominerande blocktypen medan ryolitblocken här förekommer som enstaka block. Väster om gränsen är förhållandet i stort sett omvänt med endast sporadiskt förekommande mindre stenar av urbergsbreccian. Inom ett område vid Källehult är urbergsbreccian speciellt rikligt förekommande. Många av blocken är av storleksordningen upp till en halv m^3 . På en sluttning norr om Källehult förekommer ett block vars storlek kan uppskattas till ca 15 m^3 . Fig. 17. Detta är det största block som observerats inom området. Det förekommer tillsammans med ett antal andra brecciablock av mindre storlek.

Ryolitblockens storlek varierar för övrigt från knytnävsstorlek upp till ca 100 dm^3 . Bergartstypen A visar genomgående minsta blockstorleken - sällan över ett par dm^3 . Varianten B däremot ingår i talrika block som når storleken $80\text{-}100 \text{ dm}^3$. Tuffbreccian har normalt blockstorleken $1\text{-}10 \text{ dm}^3$.

Vid en jämförelse mellan ryolitblockens utbredning i rullstensgrus och morän inom området så finner man en tydlig övervikt för ryoliten i isälvsavlagringarna både beträffande transportlängd och frekvens.

De slutsatser som närmast kan dragas av de utförda blockundersökningarna inom Mienområdet kan sammanfattas i följande punkter:

- 1) Den lokala blockförekomsten på Ramsö och den rikliga förekomsten av ryolit i åsen S om Mien tyder på att ryolitens moderklyft bör finnas på och i anslutning till Ramsö.
- 2) Den stora frekvensen av ryolitblock i moränen omedelbart söder om sjön kan tyda på fast anstående ryolit i sjöns centrala delar. Man kan dock inte utesluta möjligheten att ryolit även finns i fast klyft söder om sjön i området Gäddeviksås - Källehult.

- 3) Beträffande utbredningen av urbergsbreccian så talar mycket för att dess klyftort huvudsakligen är att söka någonstans i Mienbäckens östra del.

Översikt över utförda blockobservationer i rullstensåsen söder Mien.

Lokal nr	Avst i km söder Mien	Ryolit typ A	Ryolit typ B	Ryolit typ C	Urbergsbreccia	Total frekvens av ryolitblock o urbergsbreccia
1	Omedelbart söder Mien	++	+++	++	+	22 %
2	1,2	+	++	+++	+	15 %
3	4,8	+	++	+++	-	6 %
4	6,5	+	+++	+	+	3 %
5	11,0	+	+++	+	-	ca 1 %
6	12,3	+	+++	-	-	1-2 %
7	15,0	+	+++	+	-	1 %

+ = enstaka block

++ = talrika block

+++ = dominerande blocktyp

Undersökning av sjöbotten.

Den relativt väl avgränsade utbredningen av ryolitblocken till ett område söder om Mien var givetvis en ganska säker antydning om att ryolitens fasta klyft var att söka i sjöbäckens östra del. Den speciellt stora frekvensen av ryolitblock på västra stranden av Kamsö ingav ju förhoppningar att ryoliten borde anstå just här och troligen också då på sjö-

botten väster om ön. Från en undersökning som utfördes 1955 i Dellensjöarna beskriver L. Redaelli några olika metoder som kan tänkas användas vid geologiska undervattensundersökningar. Vid de arbeten som utfördes i Dellen användes en ganska omfattande utrustning, bl a en för dykningsarbeten fullt utrustad flotte. I arbetet deltog dessutom 3-4 personer.

För Miens del valdes en enklare och mindre kostsam metod närmast avsedd som en rekognosering för att utröna vilka resultat en undersökning av sjöbotten skulle kunna ge. Under ledning av kapten R. Hamilton utförde under sommaren 1962 personal från Marinens dykarskola i Karlskrona en grodmansundersökning inom vissa delar av sjön. Undersökningarna koncentrerades i första hand till sjöbotten väster Ramsö. Snart kunde emellertid konstateras att möjligheterna att finna utgåenden av ryolit var ytterst små. De lösa avlagringarna hade genomgående en mäktighet som inte gick att tränga igenom ens vid spettning. Ett ca halvmeter tjockt lager av bottenslam som rördes upp vid dykningsarbetet reducerade snart sikten till ett minimum. Genom upphämtning av block från sjöbotten kunde emellertid en relativt noggrann bild erhållas av ryolitens utbredning väster Ramsö. Av fig. 18 framgår att denna är koncentrerad till ett relativt begränsat område utanför öns NV del.

Från ön gjordes också ett antal nedstigningar längs botten till Miens västra strand. Här är djupet relativt ringa och sikten god. Härvid kunde konstateras att inga ryolitblock förekommer väster om den ovan nämnda blockanhopningen utanför Ramsö.

Kärnbörningar på Ramsö.

När efter genomförd karteringsverksamhet kunde konstateras att ryoliten och urbergsbreccian inte var blottad i Mienområdet innebar detta

givetvis en allvarlig begränsning av möjligheterna att bilda sig en korrekt uppfattning om Mienstrukturens bildningssätt.

Behovet av kärnbörning framstod nu som enda utvägen att fastställa ryolitens moderklyft. Problemet var då i första hand att utse platsen där ett första borrhningsförsök kunde göras. Blockspridningen gav visserligen tydliga anvisningar om att fast klyft av ryolit var att finna på Ramsö men eftersom de kostsamma kärnborrhålen helst borde ge maximal utdelning var ytterligare precisering nödvändig.

Markmagnetiska mätningar, som beskrivs mera ingående i ett kommande kapitel, visade sig härvid vara ett effektivt hjälpmedel. En distinkt magnetisk anormalbild över västra delen av Ramsö kunde klart korreleras med de magnetiska egenskaper som vissa ryolitvarianter uppvisade.

Tillräckligt underlag ansågs nu föreligga för ansättning av första kärnborrhålet. Fig. 19. Första delen av kärnborrhningsprogrammet, som utfördes 1963, företogs i egen regi med geologiska institutionens borrhutrustning av typ Prosper. Denna lätta utrustning som ger en kärna med 17 mm diameter medger borrhdjup ned till max ca 50 m under gynnsamma förutsättningar.

Första borrhålet, 1963-01, ansattes ca 50 m från öns NV-spets alldeles i strandkanten inom det område där den ursköljda ryolitmoränen förekommer. Beklädnadsrör nedborrades till ett djup av 3,5 m. Moränen innehöll nästan enbart ryolitblock. Efter 3,5 m påträffades ryolit i fast klyft varefter borrhningen fortsattes med 27 mm kärnrör. Borrhållets lutning var 60° V.

Ryoliten visade sig dock vara mindre lämplig för borrhning med en Prosperutrustning. Bergarten är hård och splittrig och förorsakar därför mycket ofta stopp i borrhkronan beroende på att mindre bergartsbitar sätter sig på tvären i kärnfångarringen och hindrar transporten av

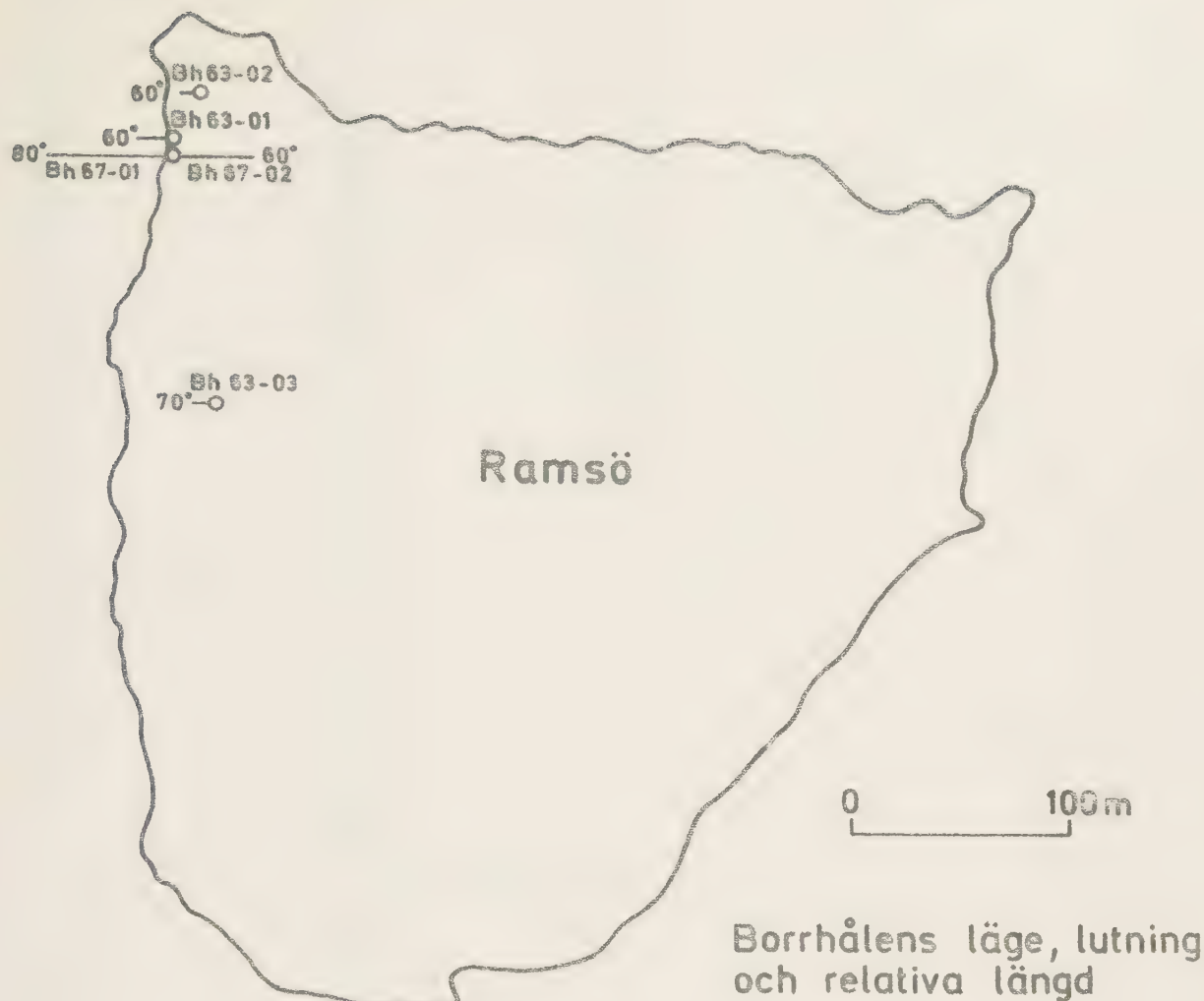


Fig. 19. Kartskiss över Ramsö med markerade kärnborrhningslokaler.

kärnan upp genom kärnröret. Mycket täta upptagningar måste göras - ofta efter 10-20 cm. Större sammanhängande längder än 10-15 cm erhålles inte av kärnan.

Borrhålet avslutades efter 16,5 m. Den genomborrade bergarten var närmast av den typ som betecknats som tät, lavaliknande ryolit, (typ A) alltså samma bergart som påträffas i block på Ramsös västra del. Bergarten undergår inga större förändringar mot djupet. Fig. 20. I övre delarna är dock bergarten på vissa nivåer fullkomligt späckad med gulvita inneslutningar som består av insmälta kvarts- och fältspatkorn. Mot djupet minskar inneslutningarnas antal och bergarten förefaller makroskopiskt mera homogen. Karakteristiskt för bergarten är vidare

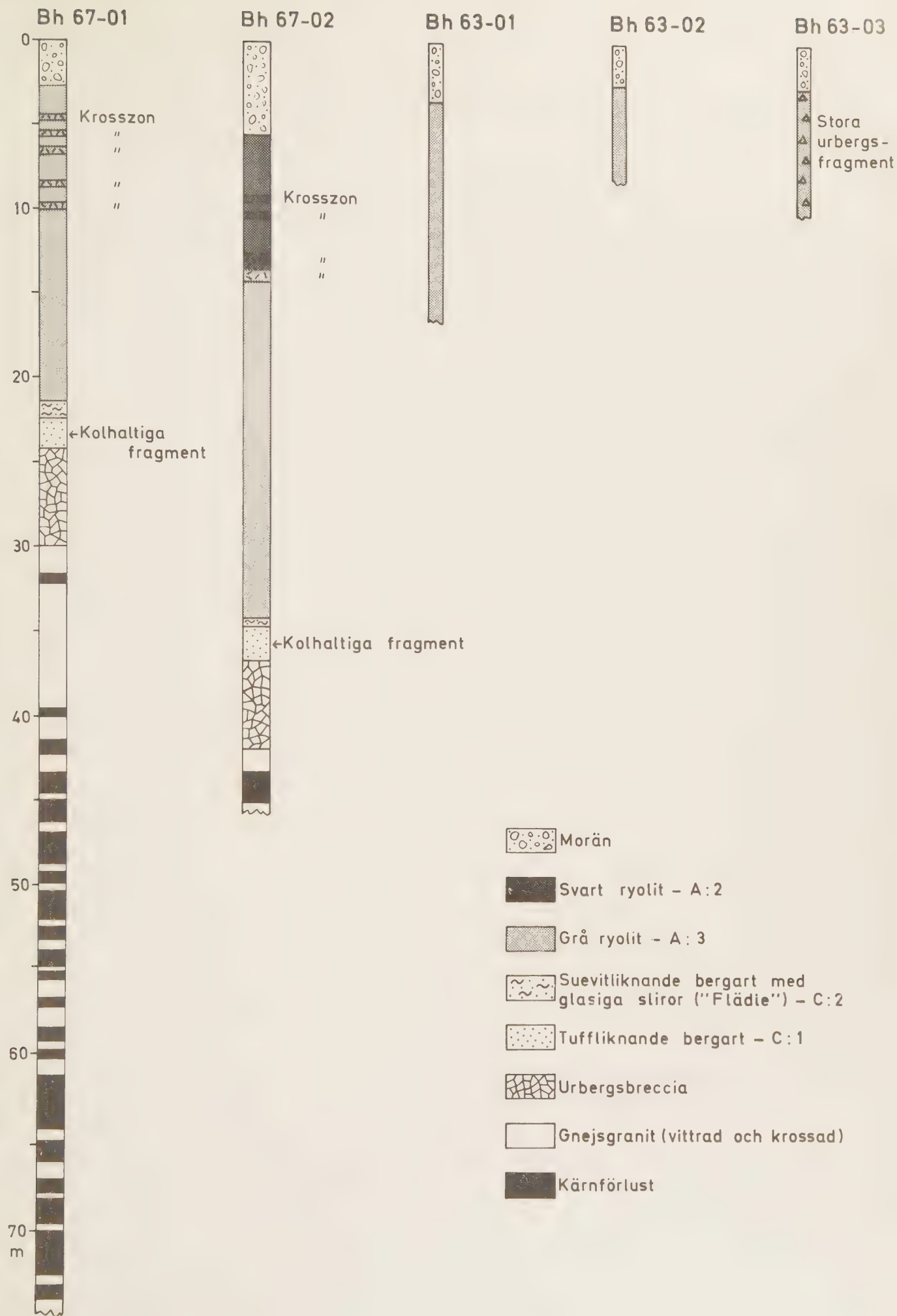


Fig. 20. Profiler av borrhärlor från Ramsö.

det stora antal hålrum av några millimeters storlek som allmänt förekommer.

Borrhål 1963-02 placerades ca 35 m NNW föregående och lutningen var även i detta fall 60° V. Nu nåddes berggrunden redan efter ca 2,5 meters borrhning genom ryolitmorän. På grund av svårigheter med hålets riktning fick emellertid borrhningen avbrytas redan efter ca 8 m. Den genomborrade ryoliten var av samma typ som den som påträffats i det första borrhålet. Man kunde dock iakttaga ett något större inslag av kantiga bergartsfragment i den övre delen av denna kärna än i föregående borrhkärna.

Hittills utförda magnetiska mätningar och ryolitblockens utbredning på ön talade för att den fasta ryolitklyften möjligen skulle vara begränsad till enbart den västra delen av Ramsö. Ett tredje borrhförsök avsåg därför närmast att fastställa en eventuell kontakt mellan ryoliten och urberget. Ett borrhål ansattes ca 150 m från Ramsös norra strand, 60 m från västra stranden. Det visade sig emellertid omöjligt att tränga ner genom den storblockiga granitmoränen med den klena Prosperustrustningen varför borrhålet måste uppges efter ca 2 m. En flyttning gjordes till en borrhplats ca 40 m VSV den föregående där borrhål 1963-03 ansattes och riktades 70° i västlig riktning. Efter drygt två meters borrhning i ryolitmorän nåddes berggrunden som även vid denna borrhlokal utgjordes av ryolit. Ryoliten i detta borrhål var emellertid av helt annan typ än i de båda föregående. Den uppbyggs huvudsakligen av upp till dm-stora fragment av urberg i en gråsvart, tät mellanmassa. Urbergsfragmenten är oftast starkt omvandlade. Fragmenten förekommer till synes mera talrikt i kärnans övre del. Borrhålet avbröts efter drygt 10 m.

Resultaten av de utförda kärnborrhningarna var givetvis av stort värde främst genom att ryolitens fasta klyft lokaliserats. Kvar stod emel-

lertid fortfarande behovet av djupare kärnborrhål. Sommaren 1967 kunde borrhoprogrammet fortsättas med hjälp av anslag från Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd. Även denna gång valdes Ramsö som borrhålsplats för att med säkerhet kunna påträffa ryoliten. Bormningarna utfördes nu av Svenska Diamant Bergbörnings AB med en utrustning av typ Craelius XCH-90 med 32 mm kärndiameter.

Första borrhålet, 1967-01, ansattes omedelbart söder om bh 1963-01 med en lutning av 80° V. Under 2,75 m morän påträffades ryolit av den grå - gråsvarta, täta varianten med talrika inneslutningar av insmälta kvarts- och fältspatfragment. Karakteristisk är den skivighet som ryoliten uppvisar ned till ca 20 m. I övre delen är skivorna 1-5 cm tjocka men blir från ca 15 m, 10 cm eller mera. Med hänsyn till borrhålets riktning och skivighetens orientering i kärnan kan man fastslå att ryoliten bör vara mycket tät förklyftad i horisontell riktning.

I avsnittet ned till ca 10 m iakttar man även ett antal krossade partier där ryoliten föreligger som cm-stora kantiga bitar. Dessa krosszoner som troligen är brant orienterade visar liksom de kloritklädda harnesk som i flera fall förekommer i borrhålkärnan att berggrunden i området utsatts för intensiv tektonisering även efter ryolitens konsolidering. De horisontella slagen och givetvis även många av de vertikala, som säkert förekommer men av naturliga skäl är underrepresenterade i borrhålen, måste betraktas som samhöriga med den skiv- och pelarförklyftning som är typisk för finkorniga effusivbergarter.

Vid ca 21 m ändrar kärnan karaktär. Urbergsinneslutningarna blir först större och talrikare varefter bergarten övergår i en variant som i stor utsträckning påminner om sueviten från Riesstrukturen i Tyskland. I den ljusgrå matrixen finner man svarta, glasiga sliror som påminner om suevitens karakteristiska "Flädle".

Den närmast följande horisonten omfattar ca 2 m av den grågulbruna tuff-

liknande varianten. Bergarten består av vittrade lavasliorer i en fin-kornig mellanmassa. Anmärkningsvärt är de inom en begränsad horisont talrika fragmenten av en svart, mjuk substans som enligt kemisk analys innehåller organiskt kol.

Från ca 24 m vidtar en breccia som består av kantiga, friska urbergsfragment i en matrix av övervägande bergartsmjöl. Denna breccia är inte av samma slag som den urbergsbreccia som vanligen påträffas i block.

Från ca 30 m och neråt förekommer ingen sammanhängande kärna utan vanligen endast 5-10 cm långa bitar av framför allt gnejsgranit. Som framgår av profilen, fig. 20, är kärnförluster vanliga och i det uppsamlade borrhslammet från dessa har vittrade urbergsfragment och lermineral konstaterats. Det allmänna intrycket man får av borrhprotokollet från detta avsnitt är att en intensiv krosszon i urberget berörts. Praktiskt sett var borrhningen mycket besvärlig att utföra även med denna tyngre utrustning och grövre borrhdiameter. Anledning härtil var först den sprickrika och hårda ryoliten som medförde mycket täta upptagningar och därefter krosszonen som gav övervägande kärnförluster och medförde ständiga ras i borrhålet med åtföljande behov av cementering. Då det bedömdes mindre sannolikt att kunna borra igenom den förmodligen vertikala krosszonen med en så brant lutning på borrhålet, avbröts borrhningen vid ca 74 meters djup.

För att spara en förflyttning anställdes ett andra hål, 1967-02, från samma borrhplats i riktning österut med lutningen 60°. Ryoliten i detta borrhål anträffades efter borrhning 5,65 m i morän. Under ett par meter ytberg har ryoliten här i stort sett samma utbildning som i det förra hålet. Kärnbitarna är dock genomgående längre. Fig. 21-22. På en nivå av ca 34 m påträffas suevithorisonten och därefter anstår ned till ca 37 m den luffliknande varianten även här med svarta kolföran-



Fig. 21. Borrhåll 1967-02 (5,65-14,70 m).



Fig. 22. Borrhåll 1967-02 (14,70-29,38 m).

de inneslutningar. Under 37 m vidtar urbergsbreccian ned till ca 43 m. Från ca 39 m förekommer kärnförluster och mellan 43-45 m erhålles endast 5-10 cm långa bitar av gnejsgranit. Vid ett djup av 45,15 m avbröts borrhningen eftersom anslaget förbrukats.

Petrografisk beskrivning av ryolit och urbergsbreccia

I avsnittet om ryolitblockens utbredning gjordes en grov indelning av ryoliten i tre huvudtyper baserad på makroskopiska iakttagelser. Efter en översiktlig mikroskopisk besiktning av de olika ryolitvarianterna är man väl villig att delvis instämma med Zirkel som efter sin undersökning av Mienbergarterna 1877 konstaterade att de inte liknade någon tidigare känd normal vulkanisk bergart.

Främst beror detta på de allmänt förekommande inneslutningarna av sidoberget som ger ryoliten en mer eller mindre breccierad karaktär. Detta medför givetvis att en klassificering av Mien"ryoliterna" knappast låter sig göras enligt gängse petrografiska normer. Man torde närmast karakterisera ryoliten som en blandbergart bildad av en ursprungligen smält fas som mer eller mindre fullständigt assimilerat en fast fas bestående av mineral- och bergartsfragment av mycket varierande storlek och sammansättning. Den smälta fasen är utbildad såväl mer eller mindre glasig som helt kristalliserad.

I vissa ryolitvarianter är halten inneslutningar ringa. Via fluidal-sliriga typer med stor halt av xenoliter finns alla övergångar till varianter som närmast är att beteckna som breccior där den smälta fasen utbildats som en underordnad matrix som sammankittar mineralfragment och urbergsbrottstycken av ibland avsevärd storlek.

Efter mikroskopiska studier har den tidigare klassificeringen av Mienbergarterna kunnat kompletteras till följande indelning:

A:1 Svart delvis glasig pechstensliknande bergart med splittrigt brott.

Fig. 23. Som inneslutningar förekommer normalt talrika mm-stora gulvita korn eller fragment av kvarts och fältspat. Blåsstruktur är vanlig med upp till cm-stora sfäriska hålrum vars väggar har en tunn beläggning av främst limonit och pyrolusit.

A:2 Svart, tät, helt kristalliserad bergart. För övrigt som A:1. I borrhål 1967-02.

A:3 Mörkgrå, tät bergart. Fig. 26. Till sin utbildning mycket lik A:2. Genomgående dock kraftigt omvandlad och med större inslag av inneslutningar. I borrhål 1967-01 och 02.

B Under denna beteckning har sammanförts de ryolitvarianter som inte visar någon som helst normal lavaliknande utbildning. Makroskopiskt kan bergarten närmast betecknas som en breccia med urbergsfragment, ofta av ansevärd storlek (flera dm) i en lavaliknande matrix med allmänt förekommande fluidalstruktur. Mera agglomeratliknande typer förekommer också. Fig. 27.

C:1 Tuffbreccialiknande bergart med en oftast porös gul-brunaktig grundmassa med ytterst varierande halt av kantiga fragment som består av urberg samt svarta glasiga brottstycken av samtliga varianter av A-typen. Fig. 16. I borrhål 1967-01 och 02 har i denna bergart påträffats små fragment av en mjuk svart substans som innehåller organiskt kol. Fig. 26.

C:2 Denna bergartstyp kan närmast liknas vid den i Riesbäckenet uppträdande sueviten. I en ljusgrå-gulaktig finkornig grundmassa finns inbäddade svarta, delvis glasiga sliror av typ A:1 och A:2. Fig. 26.

C:3 Grå, finkornig, tuffliknande bergart med väl utbildad parallellstruktur av fina skikt, ibland svarta glasiga, som böjer runt inneslutna urbergsfragment. Fig. 29.

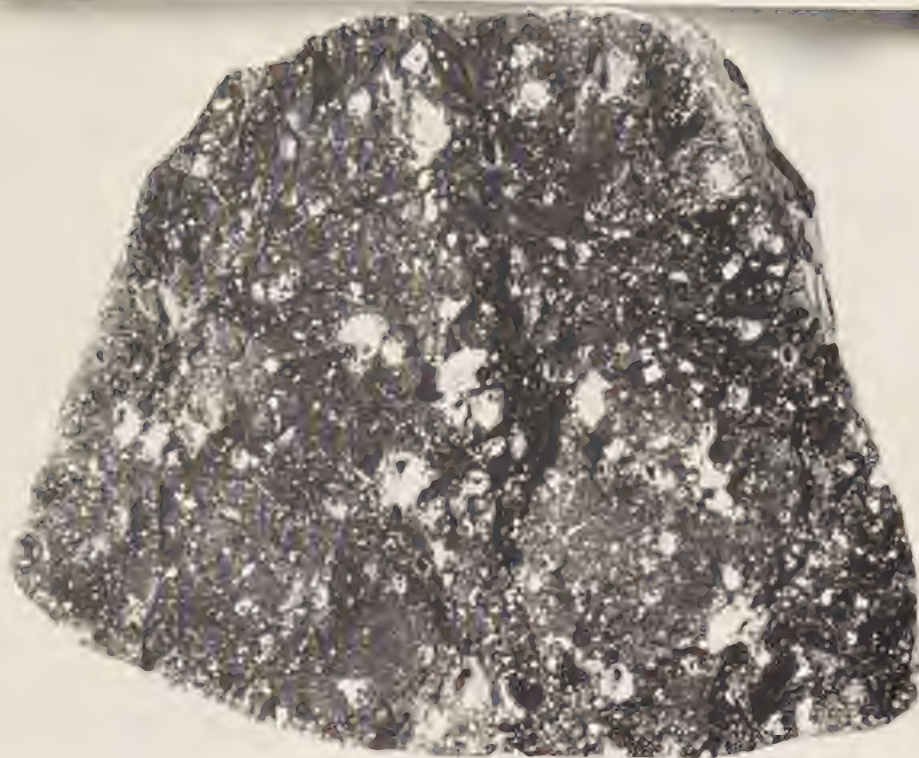


Fig. 23. Block av ryolit typ A:1.



Fig. 24. Ryolit typ A:1. Glasigt parti med trådformade trikiter och enstaka fältspatsfenokrytter. Slippprov förstort 700 ggr i genomfallande ljus.



Fig. 25. (Bilden till höger) Ryolit typ A:1. Kvartsxenolit med reaktionszon av pyroxen. För övrigt fältspatmikroliter och hypersten i en glasig grundmassa. Slippprov förstort 130 ggr i genomfallande ljus.



Fig. 26. Bitar av borrhärna 1967:01. Suevitliknande ryolit av typ C:2 (till vänster). Ryolit av typ A:3 med delvis assimilerat granitfragment (mitten). Kontakt mellan tuffliknande ryolit av typ C:1 (ljusare undre delen) och ryolit av typ A:3 (mörkare övre delen).

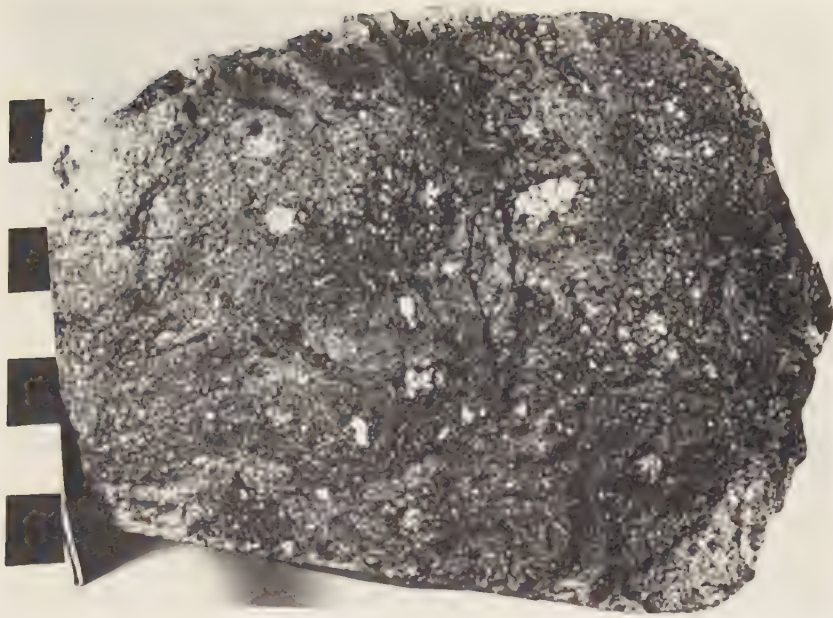


Fig. 27. Ryolitblock av typ B. Skala i cm.

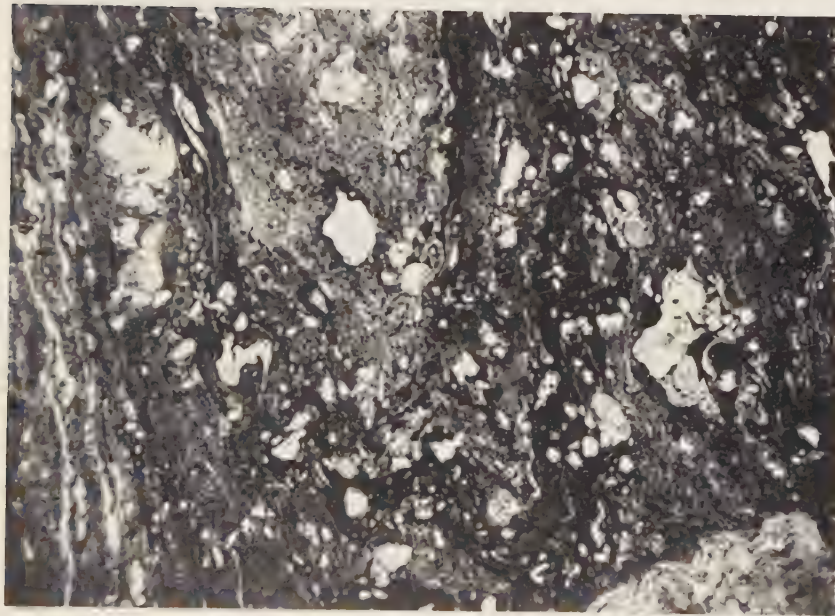


Fig. 28. Mikrofoto av fig. 27. Mineral- och bergartsfragment i en delvis glasig, fluidalalirig grundmassa. Slippprov förstorat 20 ggr i genomfallande ljus.

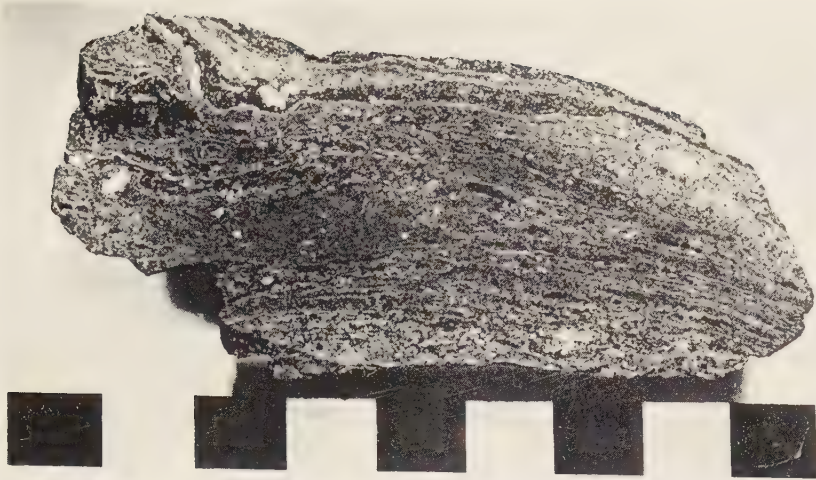


Fig. 29. Ryolitblock av typ C:3. Sågad yta. Skala i cm.

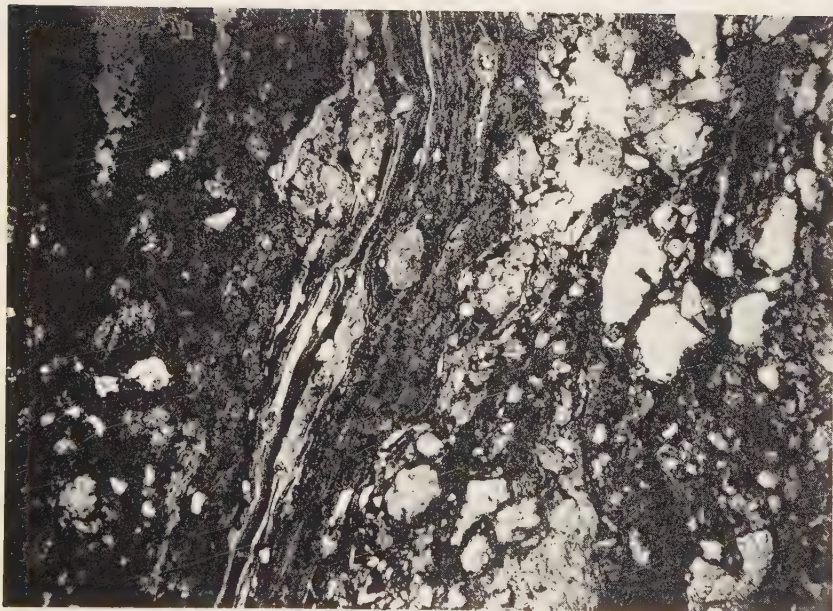


Fig. 30. Mikrofoto av ovanstående. Tunna delvis gläsiga skikt som böjer runt inneslutna mineral- och bergartsfragment. Slippprov förstorat 20 ggr i genomfallande ljus.

A:1 I mikroskopet ser man i en delvis glasig mikrokristallin grundmassa upp till ett par mm stora inneslutningar som vid första påseendet kan tolkas som strökorn men som vid närmare undersökning till övervägande del visar sig vara xenoliter.

I den mikrokristallina grundmassan iakttar man i första hand plagioklas, relativt rikligt med pyroxen, ortoklas samt magnetit och något apatit. Bergartens glasbasis kan normalt uppgå till ca 25-30 %. Pyroxenhalten kan uppskattas till 3-5 % och halten xenoliter utgör oftast upp till ca 25 %. I sällsynta fall bildar glaset större sammanhängande partier. Glaset varierar i färg från nästan färglöst till olika nyanser av brunt och rödbrunt. En begynnande kristallisation kan ofta iakttas i glaset i form av flockiga anhopningar av svarta trådformiga trikiter och kristalliter. Fig. 24. Någon utpräglad perlitisk struktur har inte kunnat iakttas men väl en viss antydning till oregelbunden sprickbildning i glasmassan.

Ljusbrytningen för glaset har bestämts till ca 1,51. I den glasiga bergartstypen har dock alltid ett visst mått av kristallisation inträtt. Mycket små kristaller eller närmast mikroliter av fältspat förekommer då helt regellöst orienterade i en oftast klar glasbasis.

Fältspatmikroliterna har ofta en mycket karakteristisk utformning som små lister med gaffelformigt förgrenade eller fransiga ändkanter. Egentliga sfäroliter av fältspat är relativt sällsynta medan däremot kärvformigt radierade aggregat är vanliga. En annan utbildning av fältspaterna är de små rektangulära, tavelramsliknande kristallerna med antydning till zonar utbildning. I en del fall är dessa kristaller i sin inre del glasiga. I många fall når fältspatkristallerna en sådan storlek att en tydlig tvillingbildning kan iakttas. Såväl Karlsbadertvillingar som tvillingbildning enligt albitlagen förekommer. De förra visar ofta en närmast parallell utsläckning och är troligen or-

toklas. Plagioklaskristallerna är oftast utbildade med endast ett fåtal tvillinglameller. Vid den bestämningar som kunnat göras av utsläckningsvinkeln har en sammansättning erhållits som svarar mot ca An 30-35 alltså en oligoklas-andesin.

Någon kvarts har inte iakttagits i grundmassan.

Pyroxenen består till övervägande del av hypersten men enstaka korn av klinopyroxen, troligen augit, har också iakttagits. Hyperstenen förekommer ofta i aggregat där närmast färglösa eller ljusgröna prismatiska kristaller är vanligast. (Storleken på kristallerna är oftast jämförbar med fältspatens dvs 0,1-0,2 mm men kan i vissa fall uppgå till mm-storlek). Pleokroismen är svag men iakttagbar med α = ljusgul, β = ljusgrön, γ = grågrön. En tydlig omvandling till serpentin kan observeras i de större kristallerna.

Magnetit förekommer i denna bergartstyp som mycket små kristaller, ofta anhopade i molnlika bildningar som ger glaset en mörkt brun eller svart färgton. Magnetiten är ofta idiomorft utbildad och har tydligen utkristalliserat i ett tidigt skede. Utmärkande är emellertid att magnetiten inte är jämnt fördelad i bergarten vilket kan förklara de varierande resultat som erhålles vid magnetiska remanensmätningar.

I bergarten förekommer talrika större korn och aggregat av mycket växlande storlek och utbildning. Oftast är det mycket svårt att avgöra om det rör sig om verkliga ur lavan utkristalliserade strökorn eller xenolitiska inneslutningar. Den föga idiomorfa kristallutbildningen och den mycket växlande storleksordningen av kornen talar dock för att det i de flesta fall rör sig om xenoliter.

Av de strökorn som förekommer är kvarts vanligast. 2-3 mm stora relativt idiomorfa kvartskorn har iakttagits, ofta med små blåsformiga inneslutningar. Dessa strökorn kan i allmänhet skiljas från de xeno-

litiska kvartsinneslutningarna genom frånvaro av reaktionszoner runt kristallerna. Enstaka idiomorft utbildade fältspatkorn förekommer också. Dessa är dock oftast så omvandlade att någon närmare bestämning inte låter sig göras.

Bland de xenolitiska inneslutningarna märker man huvudsakligen fragment av kvarts och fältspat men även mera komplexa bergartsfragment. Inneslutningarna är ytterst oregelbundna till form och storlek. På fältspatkornen ser man oftast tydliga tecken på uppsmältning, varvid ytan fått ett typiskt grumligt utseende. I de fall då resorptionen varit mindre genomgripande är kornen gensatta av sprickor. Xenoliterna utmärkes vidare av den reaktionsrand som begränsar dem gentemot grundmassan. Reaktionszonen uppbyggs av mikrolitiska kristaller av pyroxen och ibland epidot. Fig 25. Den senare är oftast stavformigt utbildad med svagt ljusgrön färg och rak utsläckning. Pleokroismen är svagt iakttagbar, ljusgrön i kristallens längdriktning och gulgrön vinkelrätt med b-axeln. Av allt att döma består pyroxenen av såväl augit som hypersten.

De nämnda mineralen ingår tillsammans med malmkorn i en zon runt xenoliten och har tydligen bildats genom reaktion mellan denna och den heta lavan. Ibland tycks reaktionen ha fått en sådan omfattning att hela xenoliten mer eller mindre resorberats.

Som inneslutningar förekommer också upp till några mm stora "lavaklumpar". Dessa inneslutningar är i samtliga fall helt kristalliserade och till sin sammansättning väl överensstämmande med omgivande bergart. Mycket tyder på att det rör sig om en tidigare bildad lavaliknande ryolitvariant.

Någon fluidalstruktur kan inte iakttagas i bergartstypen A:1 varken mikroskopiskt eller makroskopiskt.

A:2 Denna bergart förefaller under mikroskopet att vara en mera fullständigt kristalliserad variant av A:1. Fig. 31. Grundmassan består av fältspatmikroliter samt pyroxen som förekommer mera allmänt och i något större individer än i föregående bergartstyp och glasbeståndet är av betydligt mindre omfattning. Enstaka strökorn förekommer av hypersten, plagioklas, ortoklas och i sällsynta fall kvarts. Bergarten har en utpräglad blåsstruktur med ofyllda sfäriska hålrum.

Relativt rikligt med lavaliknande klumpar av samma karaktär som i A:1 förekommer. Dessa är klart finkornigare än den omgivande grundmassans kristaller. Xenoliterna är av ungefär samma karaktär och omfattning som i A:1 dvs ofta helt omvandlade plagioklaskorn, granulerade kvartsaggregat och kraftigt uppspruckna större kvartskorn. Bergartsfragment är sällsynta.

A:3 Mikroskopiskt förefaller denna bergart att vara en mineralogiskt omvandlad variant av A:2. Grundmassan är liksom i föregående variant finkristallin. Fältspaten är dock genomgående sericitomvandlade och framför allt pyroxenen visar tecken på omfattande serpentinisering. Magnetiten är i stor utsträckning omvandlad till sekundära produkter. Även xenoliterna som för övrigt tycks vara mera vanliga i denna bergartstyp än i föregående är i stor utsträckning oidentifierbara på grund av de hydrotermala och pneumatolytiska omvandlingar som påverkat denna typ av de lavaliknande bergarterna. Härav vittnar för övrigt den utbredda tendensen till amygdaloidalstruktur med mandlar av zeolitmineral och diverse järn- och manganmineral.

B Under mikroskopet framträder denna bergartstyp närmast som en mosaik av bergarts- och mineralfragment som sammankittats av en lavaliknande massa. Upp till ett par dm stora fragment av huvudsakligen granitiska bergarter förekommer i breccian. Relativt vanliga är också fragment av grönsten, kvartsitisk gnejs samt kambrisk sandsten. Fig. 27.

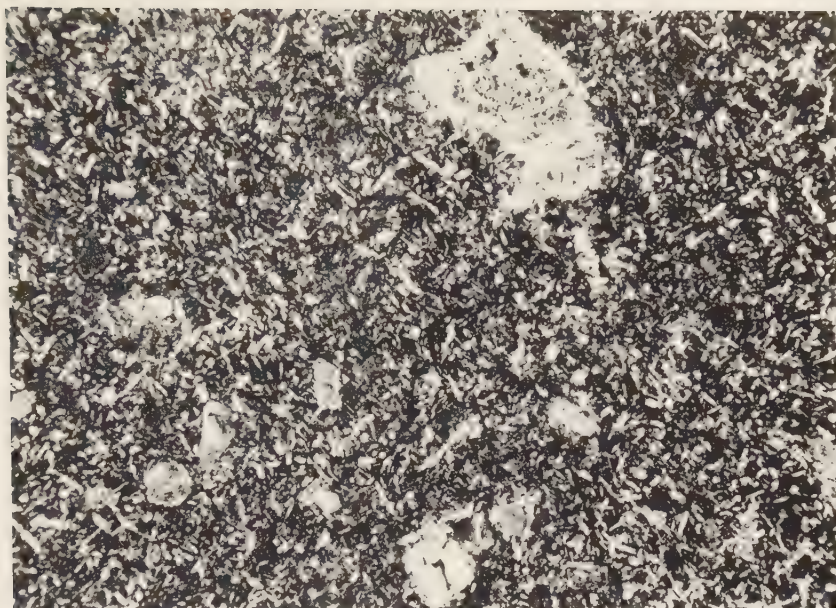


Fig. 31. Mikrofoto av ryolit typ A:2 (Bh 1967-02). Mikrokrystallin grundmassa med xenoliter av huvudsakligen kvarts. Överst i bild granitfragment. Slippprov förstorat 50 ggr med korsade nic.

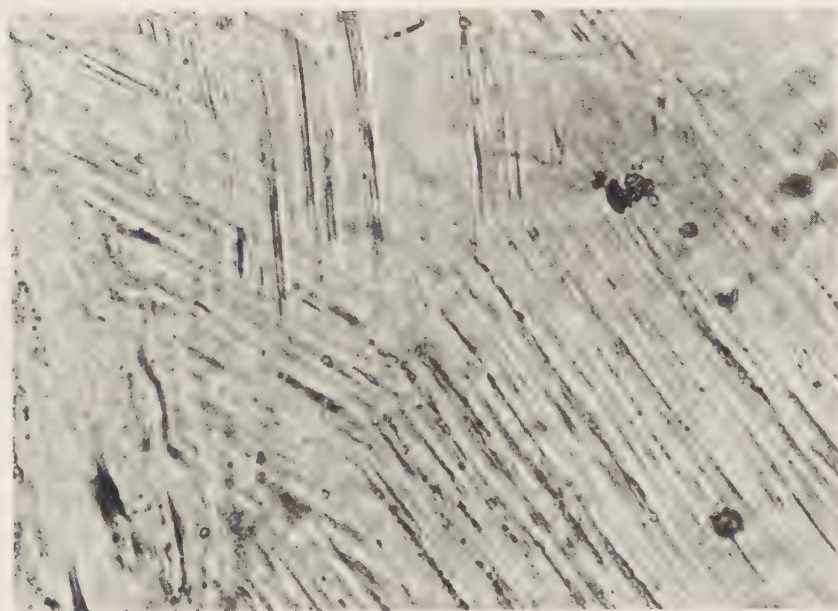


Fig. 32. Deformationslameller i kvartsxenolit från typ A:2. Slippprov förstorat ca 700 ggr i genomfallande ljus.

Genomgående är dessa bergartsfragment kraftigt omvandlade varvid sekundära mineral och omvandlingsprodukter bildats. Ingående fältspat är starkt sericitiserad och biotit och hornblände är som regel helt ersatta av kloritderivat. Ibland kan iakttagas hur kloriten bildar sekundära sfärolitiska aggregat.

Mycket karakteristiskt för varianten B är den ofta mycket framträdande fluidalstrukturen i matrixen. Fig. 28. Denna betingas av svarta eller bruna ränder av devitrifierat glas som med oregelbundna vindlingar genomdrager bergartsmassan. Fragmenten är oftast orienterade med sina längdaxlar i flytriktningen men även lägen vinkelrätt mot denna kan iakttagas.

Allmänt förekommande är vidare de talrika hålrum av varierande form och storlek som fyllts med sekundärt bildade mineral av olika slag. Sålunda förekommer små gulgröna kristaller av heulandit samt olika oxidhydrat av järn och mangan. Göthit och manganit har identifierats genom röntgenanalys. Enstaka sfärolitiska bildningar av siderit har också iakttagits. Speciellt iögonfallande är de mörkgröna partier som ofta iakttages i denna ryolittyp. Dels förekommer en impregnation i den svarta matrixen men grönomvandlade inneslutningar av urbergsfragment kan också iakttagas. Någon definitiv bestämning av den gröna substansen har inte kunnat göras enligt Z. Solyom som utfört en specialundersökning av denna bergartstyp. I hålrum i samma bergart uppträder emellertid ett sfärolitiskt utbildat grönt mineral som troligen är identiskt med det ovan nämnda. Detta har kunnat bestämmas som cryophyllit - ett mineral ingående i lepidolitserien.

I vissa varianter ser man hur den lavaliknande matrixen ökar på urbergsfragmentens bekostnad varvid en mera agglomeratliknande bergart bildas. Oregelbundet formade klumpar såväl som kantiga fragment av den lavaliknande varianten, fig. 33 och 34, talar för att material

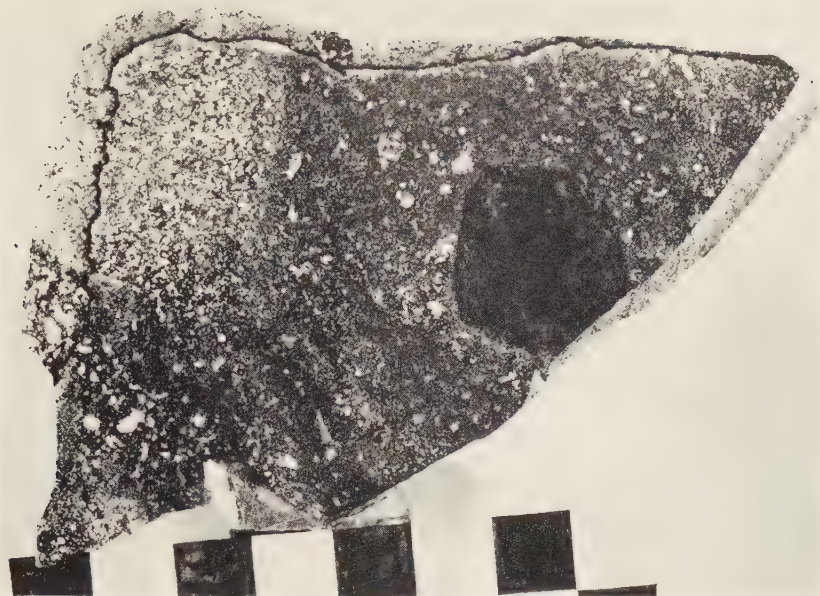


Fig. 33. Kantig inneslutning av typ A:2 i ett block av en agglomeratliknande ryolitvariant. Sågad yta. Skala i cm.



Fig. 34. Mikrofoto av fig. 33. Kontakten mellan typ A:2 (till vänster) och den agglomeratliknande ryoliten till höger i bild. Korsade nic. Slipprov förstorat 50 ggr.

av denna kittats samman såväl i mera plastiskt som redan stelnat tillstånd. Mikroskopiskt iakttar man så stora skillnader i devitrifieringen och övrig utbildning hos dessa "lavaklumpar" att man måste förutsätta att de bildats vid skilda tidpunkter.

På lösa block kan i enstaka fall mycket vackra flytvalkar konstateras. Fig. 14 och 15. Oregelbundet slingrande åsar är här sammanflätade i ett mönster som brukar bildas på ytan av segflytande lavaströmmar.

C:1 Denna bergartstyp som är den vanligast förekommande av de tuffliknande varianterna i Mienområdet består av en porös oftast gulaktig grundmassa med en mycket växlande halt av inneslutna fragment av såväl urberg, kambrisk sandsten som olika typer av A- och B-varianterna. Fig. 16 är ett bra typexempel på denna bergarts normala utbildning. Grundmassan visar sig under mikroskopet bestå av varierande urbergsfragment samt lermineral. Av inneslutna fragment är det framför allt intressant att iakttaga den mycket stora frekvensen av de lavaliknande bergarterna A:1 och A:2. Dessa förekommer från mm- till dm-storlek såväl kraftigt vittrade som friska och delvis glasiga. De skarpkantiga glasiga fragmenten och dm-stora vågformigt böjda "lavavalkarna" talar för att denna bergart bör ha bildats som en kaotisk massa av framför allt de söndersprängda, redan konsoliderade, lavaliknande bergarterna som att döma av olika omvandlingsgrad härrör från skilda bildningsepoker.

Glödgningsförlusten vid upphettning av denna bergart ligger mellan 4-5 %. Förmodligen är denna till största delen härrörande från utdrivet vatten men ett visst innehåll av organiskt material är även tänkbart. Några organiska lämningar har dock inte kunnat iakttagas i bergarten.

C:2 Denna variant av de tuffliknande bergarterna har grå-gulaktig finkornig grundmassa med inneslutningar av karakteristiskt formade, svarta

slioror av de lavaliknande varianterna. Grundmassan är genomgående kraftigt omvandlad men under mikroskopet kan fragment av urbergets beständsdelar urskiljas. Vastligast är kantiga fragment av kvarts och fältspat. Huvuddelen av grundmassan är emellertid mycket finkornig och består till stor del av lermineral. Större urbergsbitar har också konstaterats såväl i grundmassan som i sliorna. Bergarten påminner till det yttre om den s k sueviten i Riesbäckenet. En markant skillnad föreligger dock beträffande de svarta sliornas karaktär. I sueviten har sliorna ("Flädle") en genomgående glasig eller mycket ofullständigt kristalliserad utbildning. Man antar att sliorna i sueviten erhållit sin aerodynamiska form under den luftfärd som följde när de slungades ut som glasiga klumpar från kratern vid en meteoritimpakt och förutsätter att de varit i princip stelnade när de avlagrades.

I Hienbergarten har sliorna en utbildning som talar för att de med säkerhet inte var konsoliderade när de avlagrades. Dessutom har de en utbildning under mikroskopet som till stor del överensstämmer med framför allt A:2-typen av den lavaliknande bergarten. Man iakttar alltså en mer eller mindre fullständig kristallisation av glaset.

Denna bergartstyp är den enda som visar en någorlunda väl skiktad tuffstruktur. Bergarten är ofta ljus grå till färgen med inslag av mörkare färgade, tunna skikt vilket ger karaktären av en väl utbildad parallellstruktur. Under mikroskopet ser man fragment som förefaller delvis sammansintrade, växelgrade med ytterst tunna såväl glasiga som delvis finkristallina skikt. Fragment av urberg förekommer talrikt, runt vilka de finkorniga skikten gör sirliga omböjningar. Bergarten förefaller att vara bildad av beta plastiska fragment som avlagrats tillsammans med urbergsfragment under temperaturförhållanden som medgivit en selektiv uppsmältning av dessa. Fig. 30.

Urbergsbreccian

Bergarten består av kantiga urbergsfragment i en finkornig matrix som till sin färg varierar från gulbrun till grönaktig.

Brottstyckena varierar i storlek från några mm till flera dm. Fig. 35 och 36. I flera block iaktas man en ganska ensidig sammansättning på brottstyckena medan andra block uppvisar flera olika bergarter. Helt dominerande är gnejsgraniten och övriga graniter från områdets berggrund. Gnejsvarianterna, amfiboliten och den kambriska sandstenen är mindre vanliga. I några fall påträffas brottstyckena av annan breccia vilket tyder på att regeneration i viss utsträckning ägt rum. Inte i något fall har spår av ryolitbergarterna påträffats i breccian.

Karaktéristiskt är att brottstyckena nästan genomgående är helt omvandlade. Endast en obetydlig sericitisering av fältspaterna iakttagas. I vissa fall visar breccian tydliga korsstrukturer och kvartsläckta sprickor som tyder på stora tryckpåkänningar. Kvartsen är vanligen kraftigt undulös och har ofta talrika frakturer.

Grundmassan består av små kantiga urbergsfragment, lermineral i en finfjällig massa samt kisel syra. Förhållandet mellan de båda sist nämnda komponenterna varierar men vanligtvis dominerar kisel syran. Grundmassans andel av bergarten kan uppskattas till mellan 10-20 %.

I enstaka mindre block har en kraftigt omvandlad variant av breccian påträffats. Denna bergart har förmodligen utsatts för en hydrotermal omvandling av samma slag som en del av de beskrivna ryolitvarianterna. Fältspaterna i de ingående brottstyckena är här helt sericitiserade och de mörka mineralen nedbrutna till klorit och serpentin som ger breccian en grönaktig färg.

Den typ av breccia som påträffas i borrhölen på Samsö har också en något avvikande karaktär. Halten matrix är i denna variant betydligt

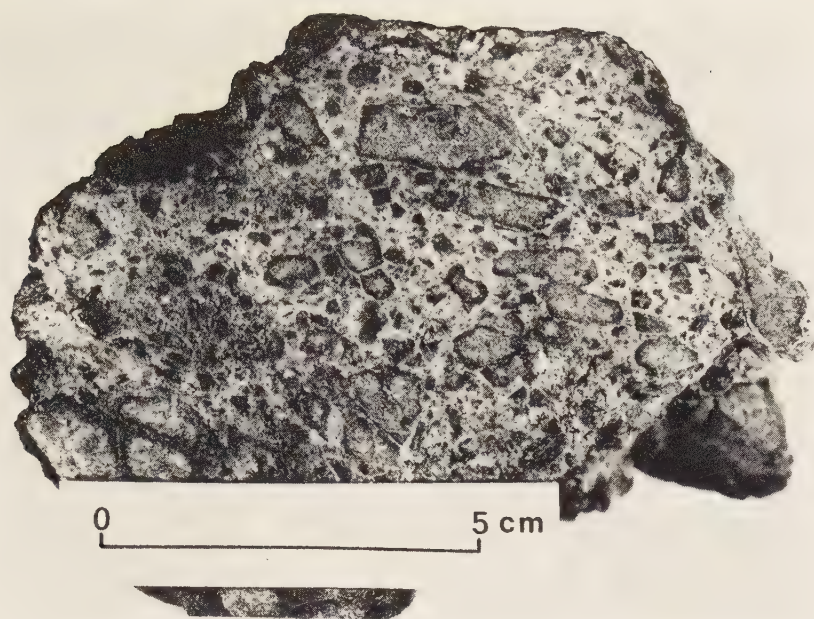


Fig. 35. Block av urberg breccia. Sågad yta.

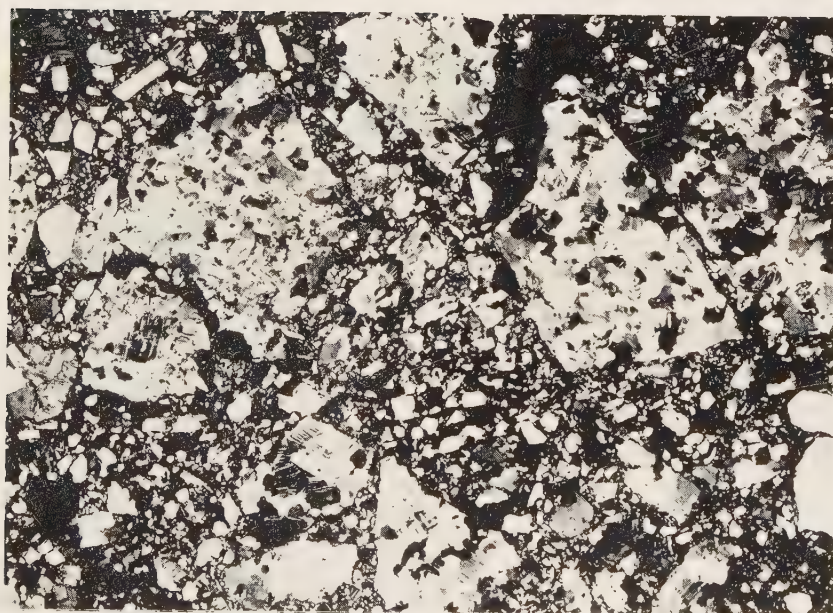


Fig. 36. Mikrofoto av fig. 35. Brottstycken av granitiska bergarter i en matrix av bergartsfragment och kiselsyra. Slipprov förstorat 30 ggr med korsade nic.

större än i den tidigare beskrivna breccian. Grundmassans sammansättning domineras dessutom av urbergsfragment och bergartsmjöl. Man får intrycket att man här har en sämre konsoliderad bergart som utgör en direkt övergång till den överlagrande tuffliknande ryolitvarianten.

Vid den mikroskopiska besiktningen av Mienryoliterna observerar man i enstaka fall en egendomlig utbildning hos kvartskornen i form av fina lameller som uppträder i grupper parallellt med vissa kristallografiska riktningar. Fig. 32. Dylåka lameller i Mienryoliten beskrevs 1965 av v. Engelhardt som för övrigt observerat en del andra fenomen i ryoliten som han sätter i samband med ett meteoritiskt bildningssätt.

I detta sammanhang bör kanske något ytterligare nämnas om den klassificering av s k chockstrukturer i mineral som framkommit genom undersökningar av framför allt Carter, Chao, von Engelhardt, Stöffler och Robertson.

Förekomst av s k chockstrukturer i vissa mineral har på senare år kommit att betraktas som ett viktigt kriterium för kosmiskt bildade kratrar. Dessa strukturer anses nämligen av vissa forskare som unika för den chockpåverkan som man antar att berggrunden utsätts för just vid en meteoritimpakt.

Låt oss fortsättningsvis betrakta den klassificering av chockeffekterna som anges av Stöffler (1971). Vad begreppet "chockeffekt" beträffar ansluter sig Stöffler till den definition som ges av Doran och Linde (1966). Här antages en fast kropp vara chockpåverkad endast om den utsätts för en chockvåg med en amplitud som överskrider dess dynamiska elasticitetsgräns. Vid tryck som överskrider denna gräns visar många bergartsbildande mineral förändringar i sina fysikaliska egenskaper som enligt Stöffler kan indelas i tre kategorier:

1. plastiska deformationer
2. omvandling i fasta tillståndet
3. termiskt inducerade omvandlingar

Kategori (1) - plastiska deformationer - delar Stöffler in i 4 underavdelningar:

- a) "Planar fractures" dvs mer eller mindre oregelbundna grupper av parallella frakturer speciellt i kvarts och fältspat.
- b) "Mosaicism". Denna effekt visar sig bl a som en ovanligt stark och irreguljär undulös utsläckning.
- c) "Deformation bands". Hit räknas bl a "kink bands" och mekanisk tvillingbildning vilka uppstår som en följd av förskjutningar i gittret genom plastisk deformation.
- d) "Planar elements" är kanske den deformationstyp som betraktas som mest karakteristisk. Den består som ovan nämnts av grupper av fina linjer eller lameller som uppträder orienterade parallellt kristallografiska plan med låga indices. Mineral som utsatts för denna typ av deformation har ofta mindre täthet och lägre brytningsindex än normalt. Synonyma termer för "planar elements" är bl a "planar features" Carter (1965) och shock lamellae", Chao (1968).

Den andra kategorin av chockeffekter - omvandlingar i fasta tillståndet - omfattar bl a omvandlingar från lågtrycks- till högtrycksfas t ex bildning av SiO_2 - modifikationerna coesit och stishovit. Vissa mineral kan också omvandlas till glasiga amorfa faser s k diaplek-tiskt glas (von Engelhardt, 1967). Hit räknas också bildningen av maskelynit av vissa fältspater.

De termiskt inducerade omvandlingarna är huvudsakligen en effekt av höggradig chockpåverkan och i samband därmed uppträdande höga temperaturer. Härvid antages bl a att hela berggrundsavsnitt kan smälta

och bilda s k inpaktit.

Avsikter är inte att i detta avsnitt gå in på någon närmare diskussion eller värdering av ovanstående indelning. Jag vill här endast återknyta till de iakttagelser av en del fenomen i Rhyoliterna som, bortsett från alla genetiska synpunkter, kan jämföras med de ovan nämnda.

Beträffande "planar fractures" och "mosaicism" ser iakttar man såväl parallella som oregelbundna frakturer och kraftig undulös utsläckning, speciellt i kvartsinneslutningarna hos de flesta rhyolitvarianterna. Detta kan knappast anses som unikt med tanke på de otaliga fragment och inneslutningar i rhyoliten som med all säkerhet utsatts för avsevärde såväl explosiva som tektoniska påkänningar.

Beträffande "deformation bands" så har en tendens till "kink bands" observerats i ett slipprov av urbergsbreccian. Några mekaniska tvillingar har inte iakttagits. "Planar elements" har som tidigare nämnts noterats i ett antal kvartskorn i rhyoliten. I samtliga fall gäller det xenolitiska inneslutningar. Vanligast tycks dessa strukturer förekomma i de tuffliknande varianterna och endast i enstaka fall i de lavliknande. I urbergsbreccian saknas de helt. Vad gäller högtrycksmodifikationerna av SiO_2 - coesit och stishovit - så är de oftast mycket svåra att identifiera under mikroskop. Försök har därför gjorts att med hjälp av röntgendiffraktionsanalys identifiera i första hand coesit ur ett stort antal prover ur borrhälmarna från Ramsö. Eftersom coesiten normalt kan förväntas i mycket små koncentrationer fordras en anrikning av provmaterialet. Härvid användes en metod som utarbetats vid universitetet i Tübingen varifrån för övrigt också prover av suevit från Riesbäckenet erhöles som referensmaterial i vilka coesit säkert påvisats. Måligt denna metod finkrossas provet (270 mesh) och behandlas med en lösning av 300 ml vatten, 5 % HF och 5 % HNO_3 under tre dagar. Efter denna första lakning filtreras provet och be-

handlas därefter ytterligare två dagar på samma sätt. Ibland kan denna behandling behöva upprepas ytterligare någon tid. Eventuellt förekommande coesit är mycket beständig mot HF och återstår därför efter nämnda lakningsperiod. I regel är dock coesitkristallerna mycket små och kan endast identifieras med hjälp av röntgendiffraktion. Den fluorit som i regel bildas samtidigt kan ge röntgenlinjer som lätt förväxlas med coesiten. Detta kan undvikas genom att provet kokas med HCl innan den ovan beskrivna lakningen påbörjas. Med användning av ovanstående metod kunde coesit påvisas i ett av proverna från Ries men inte i något av Mienproverna.

Huruvida diaplektiskt glas eller maskelynit verkligen förekommer är mycket svårt att avgöra i de många gånger helt omvandlade varianter där helt oidentifierbara xenoliter förekommer. I de lavaliknande formerna A:1 och A:2 har dessa chockprodukter inte kunnat identifieras. Även här har försök gjorts att medelst diffraktionsröntgen analysera utplockade mineralfragment vilka samtliga dock visat sig vara kvarts eller fältspat.

Geokemiska undersökningar.

De geokemiska undersökningar som gjorts av Mienbergarterna är av relativt begränsad omfattning. I tabell 1 redovisas de kemiska analyser som utförts av ryoliten. Här har som jämförelse medtagits de äldre analyser som publicerades av Holst (1890).

Att dra några mera vittgående slutsatser av de analysresultat som erhållits låter sig knappast göras eftersom samtliga ryolitvarianter är att betrakta som blandbergarter beroende på den ofta avsevärda mängden xenoliter och assimilerat urberg som de innehåller. Den aktuella sammansättningen kan mycket väl tänkas vara resultatet av en mera basisk magma som assimilerat huvudsakligen SiO_2 -rika sidobergarter. En uppfattning om den kemiska sammansättningen av dessa får man av tabell 2 där en sammanställning gjorts av analyser från Mienområdet och dess

Tabell 1. Kemiska analyser av Mienryoliter

Ryolit typ:	A:1 (1)	A:2 (2)	A:3 (3)	A:3 (4)	B (5)	C:1 (6)	A:1 (7)	A:2 (8)	A:3 (9)	C:1 (10)
SiO ₂	70,50	71,00	73,50	72,50	70,00	69,00	69,79	68,55	71,21	67,00
TiO ₂	0,40	0,35	0,48	0,38	0,47	0,47	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	14,20	13,50	13,20	13,00	14,00	13,20	14,23	14,73	13,95	15,97
Fe ₂ O ₃	x 2,70	x 2,35	x 2,65	x 3,20	x 0,90	x 2,10	0,10	0,37	0,65	0,02
FeO	-	-	-	-	-	-	2,58	2,56	2,22	3,10
MnO	0,06	0,04	0,05	0,03	0,01	0,03	0,24	0,73	0,42	-
MgO	0,95	0,86	0,73	0,75	0,26	0,76	0,61	1,39	0,94	0,97
CaO	1,70	1,85	2,40	2,00	0,70	1,34	1,73	2,83	2,28	1,77
Na ₂ O	2,95	2,75	3,10	3,20	2,25	2,25	3,27	2,88	2,87	2,14
K ₂ O	4,50	4,50	3,90	4,50	9,80	6,00	4,45	4,10	4,86	4,74
H ₂ O	3,31	2,85	0,83	1,23	1,40	4,53	3,19	2,34	0,69	4,43
Summa:	101,27	100,05	100,84	100,79	99,79	99,68	100,19	100,48	100,29	99,96

x Fe (total) som Fe₂O₃

Analys 1- 6: S. Landergren, 1963

" 7-10: H. Santesson, 1890

Tabell 2. Unbergsanalyser från Mienområdet och dess närmaste omgivning

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,1	68,2	66,9	71,4	67,26	72,32	72,08	67,09
ThO ₂	0,42	0,67	1,01	0,52	0,48	0,37	0,33	0,81
Al ₂ O ₃	14,1	14,7	14,6	14,5	16,11	13,86	14,09	14,15
Fe ₂ O ₃	1,38	2,34	2,16	1,43	3,78	0,99	0,90	1,47
FeO	1,20	2,49	2,93	1,28	0,43	1,68	1,57	3,40
MnO	0,18	0,19	0,20	0,14	0,09	0,08	0,07	0,10
MgO	0,6	0,8	1,1	0,6	0,74	0,58	0,56	1,67
CaO	1,6	2,8	2,9	2,0	3,04	1,69	1,59	3,57
Na ₂ O	3,1	3,2	2,7	3,2	3,93	3,19	3,16	3,17
K ₂ O	5,1	4,5	5,1	4,5	3,55	5,12	5,04	4,00
H ₂ O	0,36	0,28	0,60	0,55	0,72	0,55	0,59	0,42
P ₂ O ₅	0,10	0,58	0,58	0,03	-	-	-	-

1. Medelvärde av 3 analyser av Spinkamålagranit

2. " " 9 " " Karlshamnsgranit

3. " " 7 " " Gnejsgranit

4. " " 9 " " Kustgnejs

Medelvärdena (1-4) har beräknats av såväl opublicerat material från hydrogeologiska undersökningar 1967-69 som tidigare publicerade analyser av R. Norin (1936) och (1957).

5. Grå suprakrustalgnejs, V. Lunksjön

6. Granit av Spinkamålatyp, vägs kärning ca 2 km SO Mien

7. Granit av Karlshamnstyp, ca 2 km SO Mien

8. Grå basisk gnejs, vägs kärning ca 2,5 km SO Mien
Analyserna 5-8 är utförda av Z. Solyom, 1973.

närmaste omgivning.

Ett par försök har gjorts att med mikrosondanalyser bestämma sammansättningen av enbart glasfasen i ryolit av typ A:1. Resultaten visar som väntat en lägre SiO_2 -halt än för totalanalyserna.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3
Prov I	63,2	14,2	1,6	0,9	6,7	3,6	1,5
Prov II	64,1	14,9	1,2	0,7	5,9	3,3	2,5

Analyserna utförda vid glasforskningsinstitutet i Växjö.

En analys har också utförts (Analytica AB) av det kolhaltiga material som förekommer i form av små fragment i tuffen av typ C:1.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	Fe_2O_3	FeO
%	63,2	17,0	2,00	2,80	0,72	7,4	3,4
	BaO	MnO	C_{org}	S	P	CO_2	
%	0,10	0,10	0,35	0,08	0,5	1,28	

Möjligen kan detta material utgöra resterna av en bituminös skiffer. Beträffande spårämnena har naturligtvis intresset i första hand gällt ämnena Co, Ni och Cr eftersom dessa i viss mån betraktas som signifikanta för en meteoritisk kontamination.

De 12 spårämnesanalyser som utförts på material från borrhärlarna 1967-02 visar ingen tendens till variation med tilltagande borrhärljup.

Även om antalet spårämnesanalyser är otillräckligt för mera ingående bedömningar kan man dock avläsa en tydlig tendens i nedanstående tabell.

	Cr(ppm)	Ni(ppm)	Co(ppm)	Ni/Co
Medelvärde av 15 analyser av urberget i Mienområdet	20	15	20	0,75
Medelvärde av 22 analyser av ryoliten	37	40	70	0,57

En viss kontamination av Ni är givetvis tänkbar i de impaktitglas som man antar bildas i vissa typer av meteoritkratrar eftersom höga halter av detta element är vanligt i alla meteoriter och särskilt då i järnmeteoriter.

Som jämförelse redovisas ett antal Ni- och Co-värden för meteoriter och några förmodade impaktitglas enligt Schnetzler - Pinson (1963) och Stähle (1970).

	Ni(ppm)	Co(ppm)	Ni/Co
<u>meteoriter</u>			
Järnmeteoriter	8,59 %	6300	13,6
Kondriter	1,34 %	800	16,8
<u>impaktitglas</u>			
Henbury	3300	260	12,7
Wabar	1270	-	-
Aouelloul	260	-	-
Bosumtwi	88	-	-
Lybiska öknen	3,3	-	-
Riesglas typ I+II+III	30,1	12,1	1,18

Även om en tydlig förhöjning av Ni-halterna noteras i Mienryoliten i jämförelse med omgivande urberg är det mindre sannolikt att den skulle bero på kontamination av meteoritiskt material. Som man ser följer såväl Co- som Cr-halterna samma tendens och Ni/Co-förhållandet blir snarare lägre än i urberget. En meteoritisk kontamination borde ge ett omvänt förhållande.

Tyvärr saknas jämförande analyser från de skånska basalterna vad gäller spårämnen men från en isländsk basalt anger Lundegårdh (1949) ett Ni/Co-förhållande på 0,4. I en spårämnesanalys av Mienryoliten redovisar samme författare följande värden i ppm:

Cr = 6, Ni = 50, Co = 2, Zn = 30.

Den höga Ni-halten, bristen på Co och den skenbara anrikningen av Zn anser Lundegårdh möjligen kan tyda på att ryoliten skulle utgöra "ett derivat av någon sorts sediment med organisk substans och sålunda visande organisk anrikning av Ni".

Sammanfattningsvis kan sägas att de lavaliknande bergarterna i Mienstrukturen ur geokemisk synpunkt visar många avvikelser från en normal ryolit. Bättre överensstämmer de med de vulkanitliknande bergarterna från Dellensjöarna (dellenit) och Lappajärvi i Finland (dacit). Som jämförelse har ett antal analyser från dessa strukturer medtagits. Tabell 3.

Åldersbestämning av ryoliten

Den tertiära åldern som Holst angav för Mienryoliten var närmast baserad på jämförelser med liknande ryoliter t ex i Ungern vilka betraktades som tertiära. Holst påpekar också att man på grund av ryoliternas allmänt föga motståndskraftiga karaktär kunde utgå ifrån att deras bildning inte "ligger synnerligen långt bakom inlandsisens framträngande".

En första uppgift om åldersbestämning av Mienryoliten erhöles 1971 genom ett personligt meddelande från D. Storzer i Heidelberg. Preliminära resultat av K/Ar-bestämningarna anges här till ca 9 milj år. Vilken typ av ryolit som analyserats anges inte.

Något senare publicerade Storzer (Meteoritics, 1971) resultat av fission track-bestämningar av en glasig ryolitvariant från Mien.

Tabell 3. Jämförande kemiska analyser av dellener från Dellensjöarna och dacit från Lappajärvi

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68,26	69,48	70,77	68,36	67,20	59,59	65,68	72,80
TiO ₂	-	-	-	-	0,63	0,77	0,57	0,33
Al ₂ O ₃	14,39	13,88	13,18	13,24	14,65	17,31	16,25	13,49
Fe ₂ O ₃	1,30	2,67	0,93	1,29	-	3,33	2,38	1,45
FeO	2,34	1,53	2,34	3,39	3,24	3,31	1,90	0,88
MnO	0,70	0,15	0,30	0,27	-	0,18	0,06	0,08
MgO	1,13	0,71	0,38	1,15	1,03	2,75	1,41	0,38
CaO	2,85	2,39	1,54	2,51	2,78	5,80	3,46	1,20
Na ₂ O	2,45	3,74	2,57	2,05	3,28	3,85	3,97	3,38
K ₂ O	3,64	4,44	4,86	5,34	4,28	2,04	2,67	4,46
H ₂ O	3,17	1,19	2,96	2,63	1,10	1,26	1,50	1,47
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,13	0,26	0,15	0,08

Analys 1-4: Dellener från Dellensjöarna i Hälsingland (H. Santesson)

" 5 : Dacit (kärnait) från Lappajärvi, Finland (E. Mäkinen)

" 6 : Normal pyroxenandesit (Daly)

" 7 : Normal dacit (Daly)

" 8 : Normal ryolit (Daly)

Åldern anges till 92 ± 6 milj år.

För närvarande pågår K/Ar-bestämningar av den glasiga ryolitvarian-
ten vid avdelningen för mineralogi vid Naturhistoriska Riksmuseét
i Stockholm.

II. GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

Av de geofysiska metoder som kommit till användning vid undersökningarna i Mienområdet intar de magnetiska mätningarna en särställning. Anledningen härtill är naturligtvis främst de gynnsamma förutsättningarna beträffande de olika bergarternas magnetisering som föreligger. Genom att utföra mätningar från isen på Mien under vintertid har dessutom hela strukturen kunnat täckas med mätpunkter. En tredje bidragande faktor är att huvuddelen av mätarbetet har kunnat utföras i egen regi ofta med hjälp av fältkursdeltagare från geologiska institutionen i Lund.

Gravimetriska mätningar utfördes i Mienområdet för första gången redan 1964. Vid detta tillfälle gjordes försök att mäta med en Gulf undervattengravimeter på olika punkter på sjöbotten. Undersökningen utfördes av Geodetiska institutionen i Uppsala. Mätningarna gav inga användbara resultat på grund av ogynnsamma bottenförhållanden. Ytterligare gravimetriska mätningar har sedan utförts i Miens omgivningar och på öar och holmar i sjön. Mätningarna har till största delen utförts i samband med fältkurser under ledning av docent A. Vogel som också redovisar resultaten av dessa i ett särskilt avsnitt i denna avhandling.

Försök att utföra gravimetermätningar från isen har också gjorts vid ett flertal tillfällen. Samtliga har dock misslyckats. Dylika mätningar kräver nämligen ett mycket tjockt istäcke, som sällan förekommer på Mien, samt dessutom vindstilla eftersom vibrationer i istäcket stör mätningarna. Sistnämnda förutsättning är också svår att uppnå på Mien med sina stora öppna ytor.

Refraktionsseismiska mätningar har endast kunnat utföras i begränsad omfattning. Anledningen härtill är dels att denna metod är relativt kostnadskrävande och dels att skadeverkningarna på mark och framför allt i vatten kan bli betydande i ett naturkänsligt område.

Magnetiska undersökningar

De magnetiska undersökningarna av Mienområdet och dess bergarter inleddes 1962. Redan en första kontroll av de olika bergarternas magnetiska egenskaper visade att vissa ryolitvarianter hade en avsevärt starkare magnetisering än genomsnittet för urbergets bergarter.

Som ovan nämnts gav redan de första magnetiska profilerna resultat som i hög grad bidrog till att ryolitens klyftort på ön Ramsö kunde lokaliseras. Under de följande åren har det magnetiska undersökningsprogrammet efter hand utökats att omfatta såväl fältmätningar över hela sjön och dess närmaste omgivningar som laboratoriemätningar av de magnetiska egenskaperna hos områdets olika bergartstyper. Fältmätningarnas omfattning framgår av fig. 37.

Ändamålet med de magnetiska fältmätningarna har i huvudsak varit att

- a) genom ett antal längre översiktliga profiler över Mien och dess omgivningar konstatera eventuella anomalier som kan sättas i samband med strukturens utbredning och karaktär
- b) genom detaljmätningar över själva Mienbäckenet närmare kartlägga den anomalibild som med relativt stor säkerhet kan sättas i samband med ryolitens utbredning.

Mätningarna har utförts med magnetometrar av typ ABEM MZ-4 och Askania Gfz. Avstånden mellan mätpunkterna har varit 20 m för översiktsprofilerna och i allmänhet 10 m vid detaljmätningarna.

Korrektioner för diurnala variationer har utförts med ledning av resultat från baspunktsmätningar.

Bergarternas magnetiska egenskaper.

För att kunna tolka den magnetiska bild som erhållits genom fältmätningarna förutsättes kännedom om de magnetiska egenskaperna hos de bergarter som förekommer i undersökningsområdet. Av vikt är i första hand

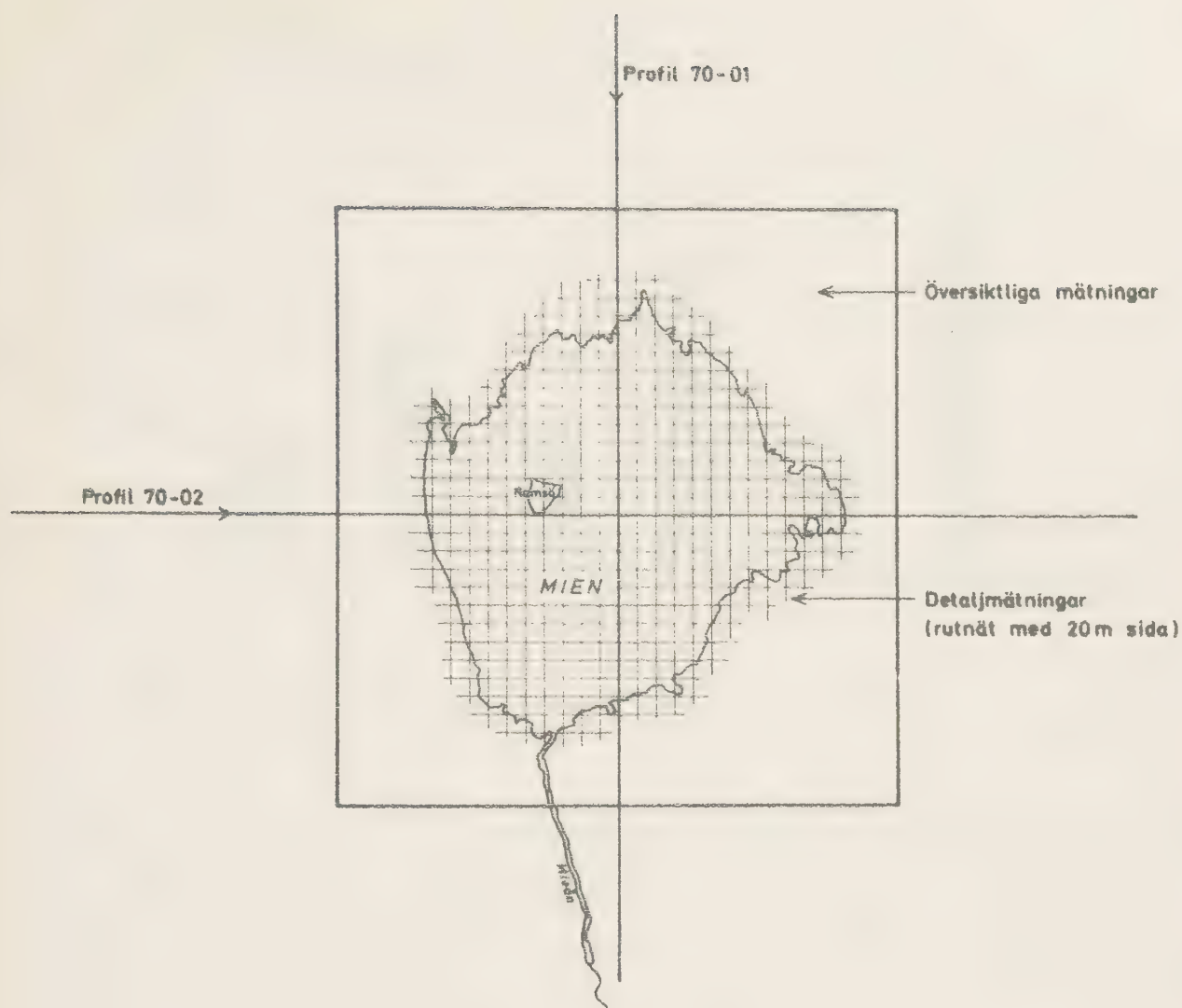


Fig. 37. Karta över de magnetiska mätningarnas omfattning i Mienområdet.

att mäta bergarternas susceptibilitet och i förekommande fall även remanens. Resultatet av de mätningar av susceptibilitet och remanens som utförts redovisas i fig. 38. En speciell redovisning av borrhämnarnas magnetiska data har gjorts i fig. 39. Susceptibilitetsmätningarna har utförts med en susceptibilitetsbrygga av typ Soiltest, MS-3. Remanensen har mätts med en Cerstedmeter. Som framgår av fig. 38 varierar värdena på urbergets susceptibilitet ganska avsevärt. Mest anmärkningsvärt är de ofta mycket höga värdena för yngre graniter av Karlshamnstyp. Detta förhållande har för övrigt varit föremål för en speciell undersökning i mellersta Blekinge (Larsson-Stanfors 1970). Härvid kun-

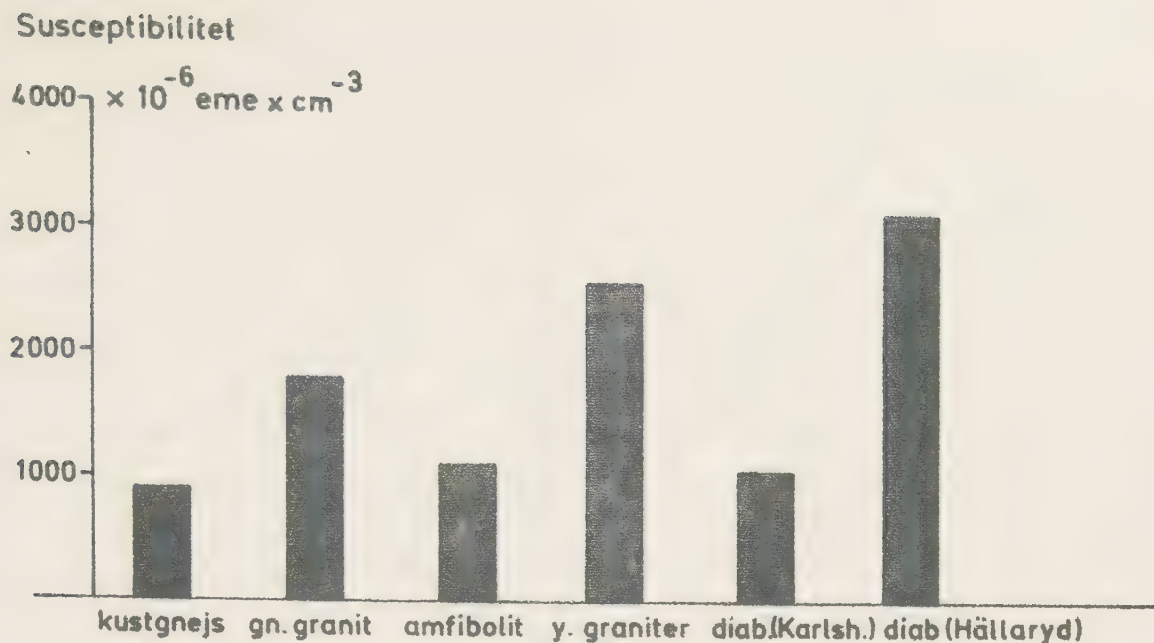


Fig. 38. Susceptibilitetsvärden för några vanliga bergarter i Mienområdet.

de konstateras att Karlshamnsgraniten till vissa delar var anmärkningsvärt magnetitrik. I samtliga fall rör det sig dock om mycket lokala koncentrationer av magnetit som endast gör sig gällande vid fältmätningar direkt över ett hållparti av denna bergart.

De till synes stora variationer som förekommer på olika prover av samma bergart kan förklaras genom de skillnader i magnetithalt som givetvis alltid föreligger inom en bergart. Även ganska små skillnader i magnetithalten ger nämligen relativt stora skillnader i susceptibiliteten. Av speciellt intresse är den mycket svaga magnetisering som urberget i borrhärnorna uppvisar. Fig. 39. Detta måste tolkas så att magnetiten genom vittring brutits ned till omagnetiska produkter. Detta stämmer väl överens med tanken på att borrhålen ifråga berör en kraftig kross- och vittringszon i urberget.

Någon mätbar remanens förekommer i allmänhet inte hos urbergsvarianterna. Magnetiseringen hos dessa bergarter är alltså till sin helhet inducerad av det nuvarande jordmagnetiska fältet. När det gäller de oli-

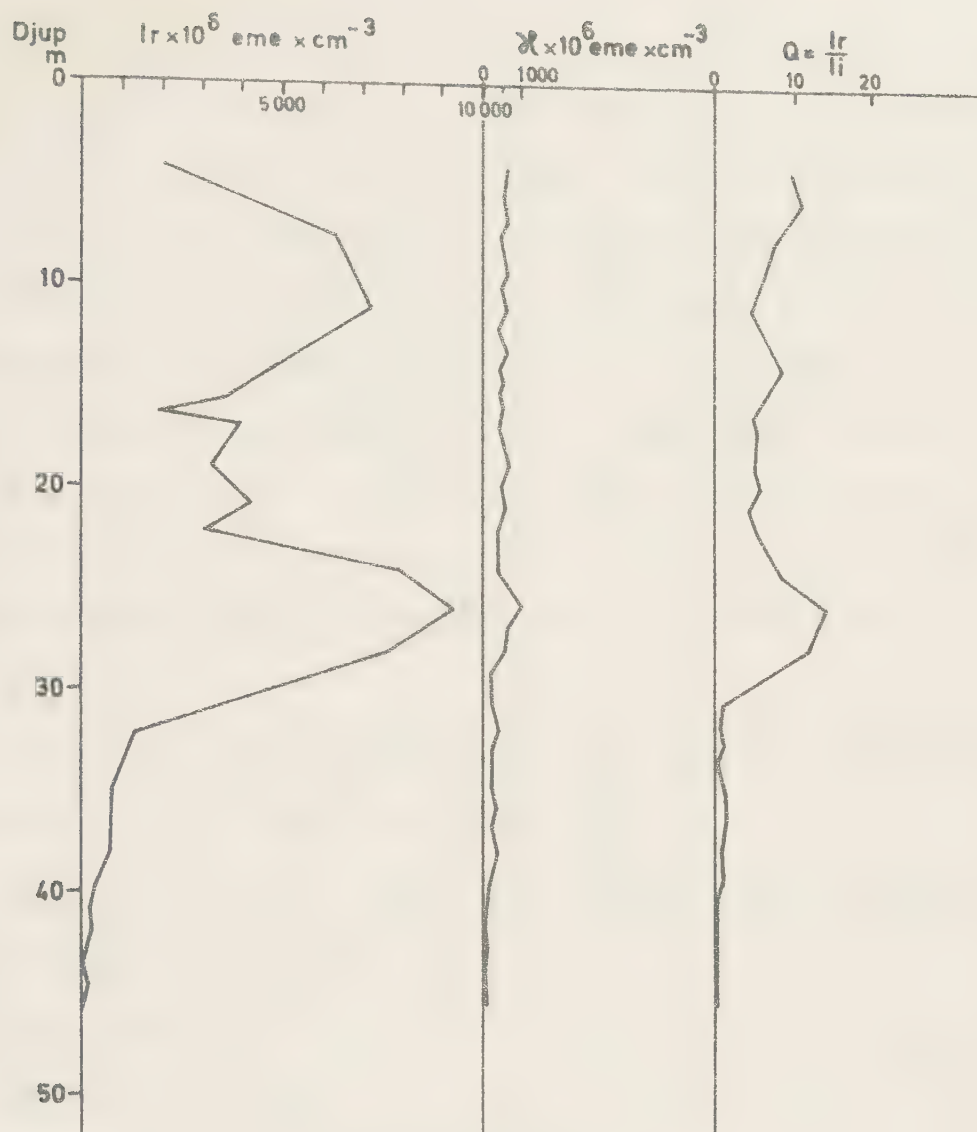


Fig. 39. Magnetiska data för borrhärna 1967-02.

ka ryolitvarianternas magnetiska egenskaper är förhållandet annorlunda. Man finner här en i allmänhet betydligt starkare remanent magnetisering än för urbergets bergarter. Den uppmätta magnetiska intensiteten kan helt allmänt uttryckas genom sambandet

$$I_{\text{tot}} = I_i + I_r$$

där I_i är den inducerade och I_r den remanenta komponenten. Båda är vektoriella storheter som i enklaste fall kan tänkas antingen parallella eller antiparallella varför i detta fall hänsyn måste tagas till den remanenta komponentens riktning. Tyvärr låter sig inte magnetiserings-

riktningen bestämmas eftersom inga orienterade prover har kunnat erhållas. Normalt är den remanenta magnetiska komponenten större eller mycket större än den inducerade i t ex yngre vulkaniska bergarter. Den är ofta sammansatt av flera faktorer t ex termoremanent magnetism (TRM) och kemisk remanens (CRM). Av dessa är TRM i regel starkt beroende av de ferromagnetiska mineralens kornstorlek. Enligt Nagata ökar TRM i intensitet med avtagande kornstorlek på de magnetiska mineralen av vilka magnetiten genomgående har störst betydelse. Sålunda uppvisar i regel bergarterna med sina magnetiska mineral finfördelade i grundmassan en starkare remanens än de bergarter som innehåller samma mineral som större korn.

För att uttrycka förhållandet mellan remanent och inducerad magnetism används som regel symbolen Q där $Q = \frac{I_r}{I_i}$

Q -värdet med avseende på TRM alltså TRM/I_i anges av Nagata till följande ungefärliga värden:

Djupbergarter ca 1

Vulkaniska bergarter ca 10

Snabbt avkylda glasiga effusiv 30-50

Ser man på Mienryoliterna så kan man av ovanstående finna en förklaring till de genomgående höga remanensvärdena som uppmätts i borrhälsarna 1967-02 och framför allt i prover från block av den glasiga varianten. I polerprover av dessa bergarter har nämligen konstaterats hur magnetiten är ojämnt fördelad men i allmänhet också mycket finkornig.

Försök till tolkning av de magnetiska resultaten.

En första frågeställning är givetvis i vilken utsträckning ryoliten rimligen kan sättas i samband med de magnetiska anomalier som uppmätts över Mienstrukturen. Som framgår av ovanstående visar urberget i området mycket växlande men delvis också ovanligt höga susceptibilitets-

värden. För jämförelsens skull har i fig. 38 också värden för Blekinge-diabaserna medtagits. Vissa av dessa gångar kan ju möjligen tänkas ha en fortsättning norrut genom Mienområdet. Det förefaller mindre troligt att någon diabas eller någon ovanligt magnetitrik variant av det övriga urberget skulle orsaka de lokaliserade anomalierna på Ramsö eller i sjön Öster därom. Anomaliernas allmänna karaktär svarar inte mot något eventuellt gångsystem i den riktning som diabaserna normalt uppträder och den maximala magnetiseringen som konstaterats hos vissa varianter av yngre granit är inte tillräcklig för att förklara de kraftiga anomalier som uppträder speciellt på östra delen av Ramsö och i centrala Mien.

Mycket talar också för att den magnetiska anomalibild som framgår av fig. 40 ger en bild av ryolitens utbredning. Borrningar på västra delen av Ramsö har ju för övrigt visat att anomalierna här står i samband med ryoliten.

Det ligger naturligtvis nära till hands att försöka använda de magnetiska resultaten till beräkningar av olika slag som t ex störningskropparnas storlek, form och djup. Förutsättningen för dylika beräkningar är dock att åtminstone huvuddelen av störningskropparnas magnetisering kan tillskrivas den inducerade komponenten. Beträffande ryoliten ser man ju tydligt av fig. 39 hur den remanenta komponenten är helt dominerande. Q-värden på >10 har ju uppmätts och eftersom ingen möjlighet finns att bestämma riktningen av denna remanenta komponent måste varje försök till mera ingående beräkningar baseras på rena gissningar.

Ser man emellertid först på de båda översiktliga profilerna 70-01 och 70-02 (fig. 41) så ger de framför allt en möjlighet att jämföra den magnetiska bilden över själva sjön med omgivningens.



Fig. 40. Vertikalmagnetisk anomalikarta över Mien.



Fig. 41. Översiktliga magnetiska profiler.

Av båda profilerna framgår hur anomalierna över terrängen runt Mien är typiskt småtaggiga med en intensitet på i genomsnitt upp till ett par hundra γ . Denna magnetiska anomalibild är mycket typisk för en urbergs-terräng med övervägande gnejs- och granitbergarter, täckt av ett relativt ringa moränlager. Störningarna kan närmast tillskrivas den form av "bakgrundsbrus" som förorsakas av lokala variationer i bergarternas magnetithalt. De relativt stora svängningar som lokalt uppträder står väl i överensstämmelse med de stora susceptibilitetsdifférenser som har konstaterats. Fig. 38. Vid en granskning av den magnetiska bilden över Mien konstaterar man snabbt att anomalierna här blir mera distinkta och avsevärt kraftigare. Fig. 42. Här måste man dessutom ta med i beräkningen att de utbredda anomalierna på upp till 1500 γ i centrala Mien är uppmätta från isen där vattendjupet är 30-40 m. Eftersom den magnetiska intensiteten avtar mycket snabbt (med inverterade värdet av kubens på avståndet mellan störningspolen och mätpunkten) kan de här uppmätta

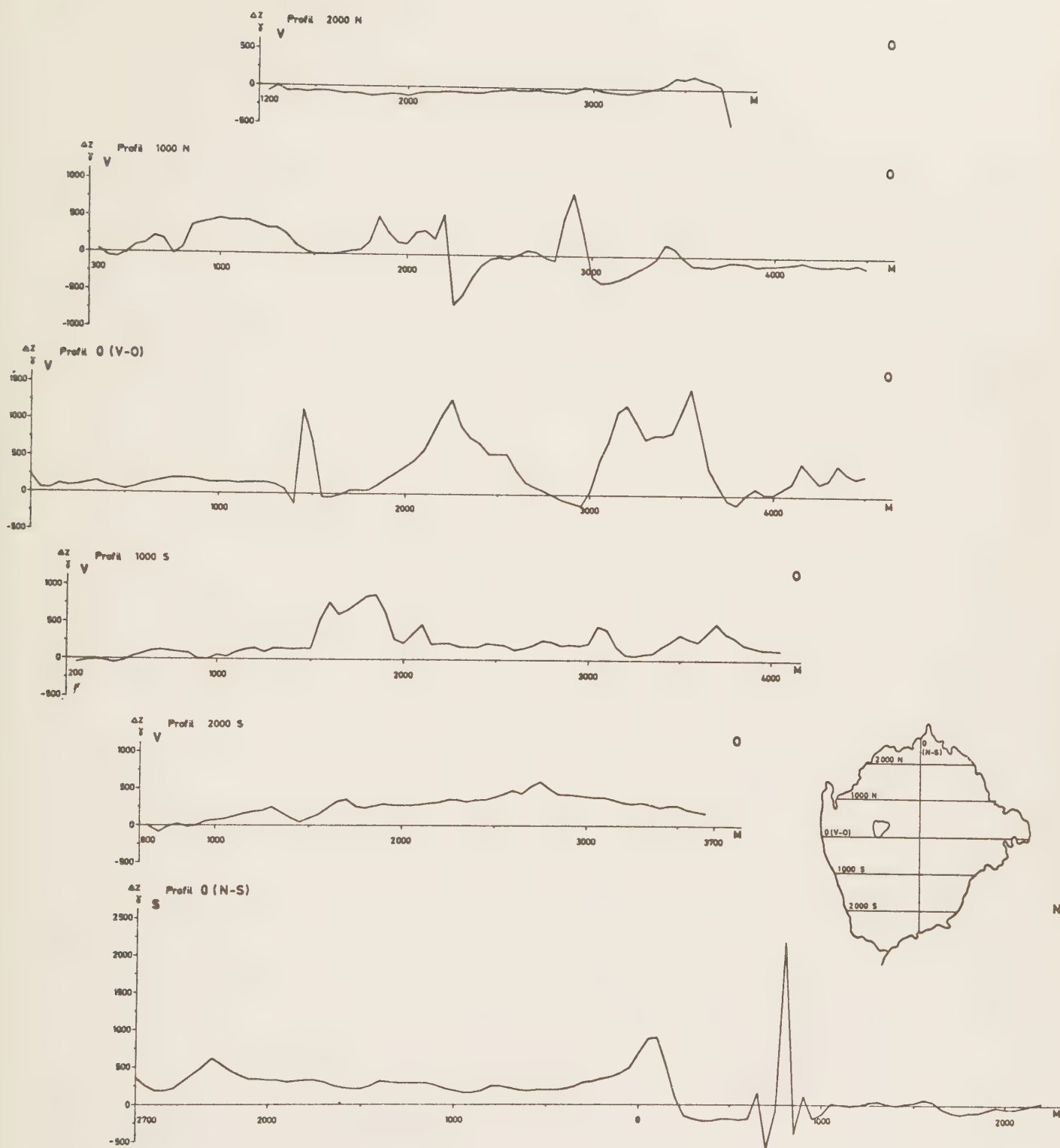


Fig. 42. Magnetiska profiler över Mien.

anomalierna mycket väl motsvaras av samma slags bergarter som på östra delen av Ramsö lokalt ger anomalier på över 8000 γ , fig. 43.

Av de båda anomalierna i profil O, V-O, fig. 42, kan man dra slutsatsen att de förorsakas av störningskroppar med relativt stor utbredning och troligen stort djupgående. Anomalibilden på Ramsö, fig. 44, med sin snabba växling mellan lokalt höga positiva drag och åtföljande sydpolsdrag kan troligen ofta sättas i samband med relativt grunda störningskroppar i form av lager med ringa mäktighet. Den kraftiga anomalien på östra delen av ön orsakas sannolikt av en störningskropp med större djupgående. Fig. 43.

Refraktionsseismiska mätningar.

Den refraktionsseismiska mätmetoden ger i första hand möjligheter till en bestämning av de lösa avlagringarnas mäktighet och karaktär i ett jordtäckt område. Uppgifter kan dessutom erhållas om de elastiska vågornas utbredningshastighet i den underliggande berggrunden. Rent allmänt gäller regeln att ett krossat och vittrat parti i berggrunden ger en lägre gångtidshastighet än t ex en homogen, frisk eruptivbergart.

Ett problem som med fördel ansågs kunna lösas med hjälp av seismiska mätningar i Mienområdet var att fastställa bergytans topografi i anslutning till Ramsö. I samband härmed borde man också erhålla viss information om bergets sammansättning i detta avsnitt genom att studera de seismiska vågornas hastighetsfördelning i berggrunden.

Mätningarnas utförande.

De seismiska mätningarna utfördes med början under vintern 1970 av Seismiska mätningar AB, Stockholm. Seismiska mätningar över vattentäckta områden kan med fördel utföras vintertid från isen. Härvid måste hål borrar i isen där geofoner och sprängladdningar kan nedföras. En nackdel med mätningar från isen är dock att man vid kombinationen låg seis-

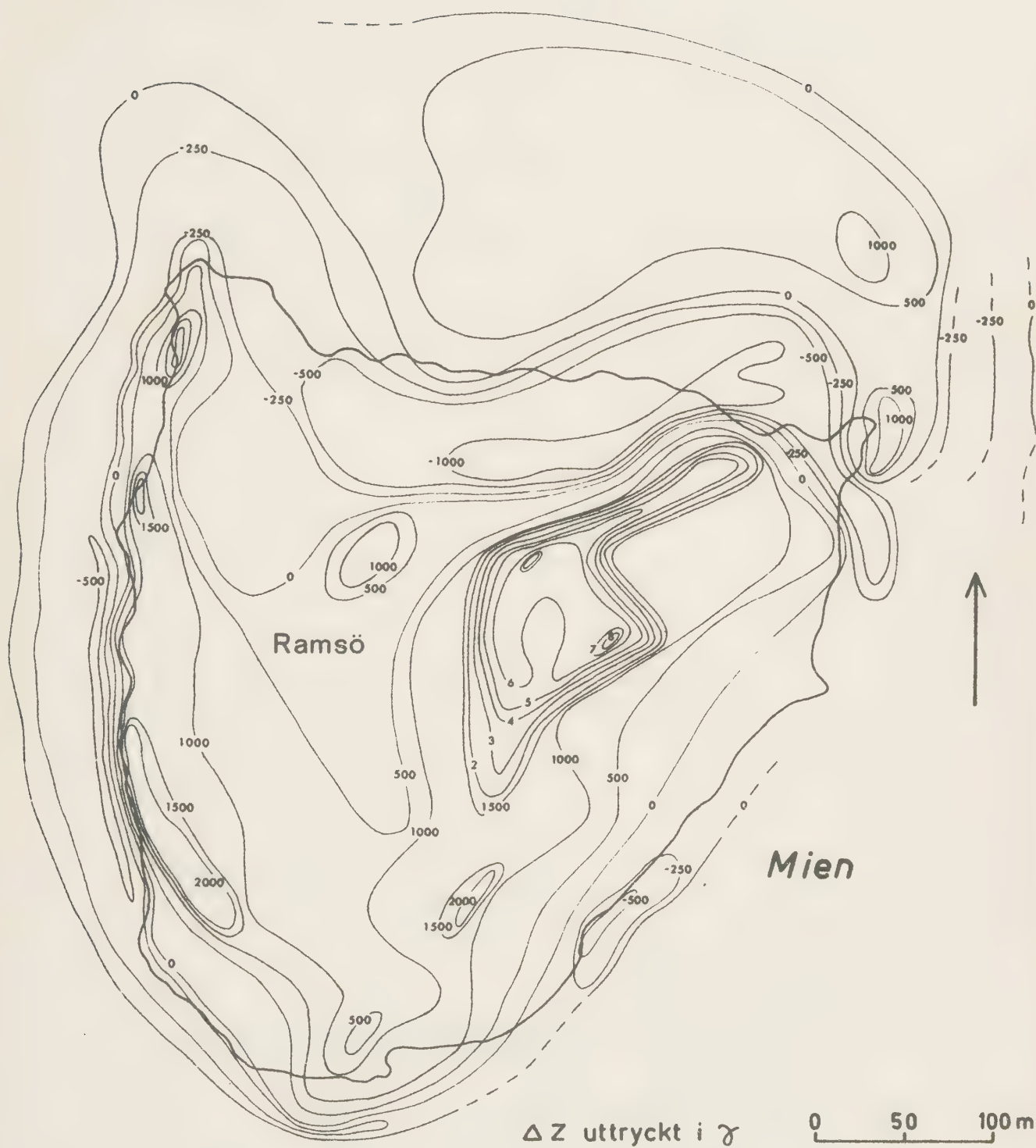


Fig. 43. Vertikalmagnetisk anomalikarta över Ramsö.

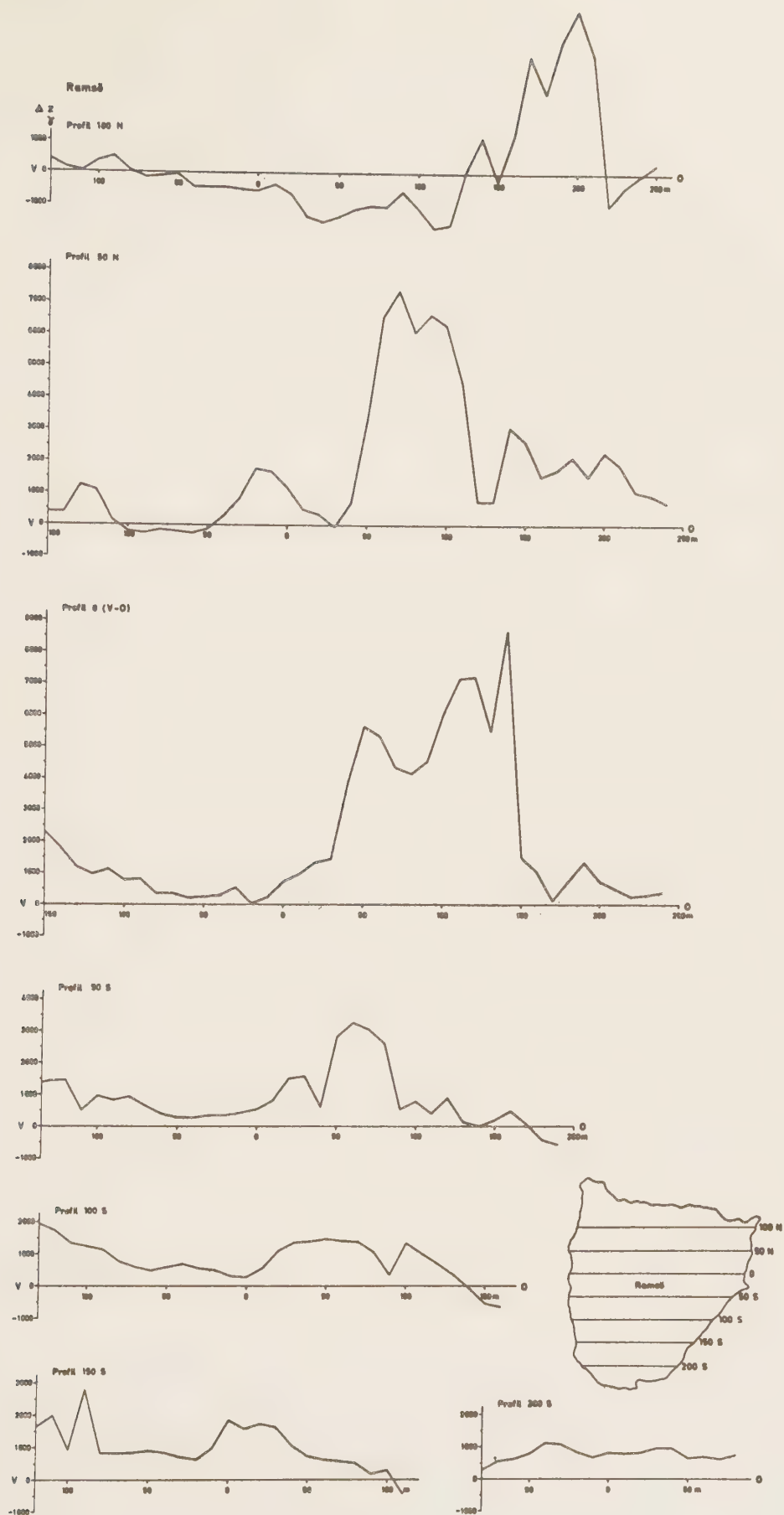


Fig. 44. Magnetiska profiler över Ramsö.

misk bergshastighet, stort djup och litet vattendjup kan få störande inslag i mätningarna genom impulser från iskorpar. Detta har framför allt drabbat profil I, delen 200 - 400 m. Vid alla sprängningar i vattnet krävs stor försiktighet med hänsyn till fiskbeståndet. Stora laddningar måste därför undvikas vilket ger en begränsning när det gäller utskottets placering. För att erbjuda information på större djup krävs att utskottet placeras på stort avstånd och därmed också ökad laddningsstyrka.

De seismiska profilernas läge framgår av fig. 45.

Profil I placerades över norra delen av Ramsö i anslutning till den del av ön, där man genom kärnbörning erhållit säkra informationer om jorddjup och berggrund. Genom att dra ut profilen väster om ön borde man i första hand få besked huruvida djuprännan väster om ön är helt utbildad i lösmaterial eller utgör en insänkning i berggrunden. Profil III kompletterar med uppgifter om samma problem längre söderut och har dessutom dragits tvärsöver och öster om ön.

Samtliga profiler I-III avsåg dessutom att klarlägga i första hand bergytans topografi på Ramsö. Fig. 46.

Profil IV och V var närmast avsedda att kontrollera omfattningen av de förmodade tektoniska störningszonerna i Mienas dalgång och parallellt Mienas västra strand.

Mätningarnas resultat.

Värden på jorddjup samt diagram utvisande hastighetsfördelningen i jord och berggrund har tillställts mig av Seismiska mätningar AB. Dessa resultat redovisas något omritade i fig. 47-49.

Av profil I kan man först och främst konstatera att jorddjupet är överraskande stort längs större delen av profilen. Hastigheterna 1600-1800 m/s svarar väl mot det vattenmättade glacifluviala material som



Fig. 45. Seismiska profilernas läge.

anstår i denna del av sjön. Tyvärr ger den korta profilen ingen information om hur långt västerut detta mäktiga sedimenttäckke har sin utbredning. Enligt profil I stupar bergytan relativt brant i avsnittet

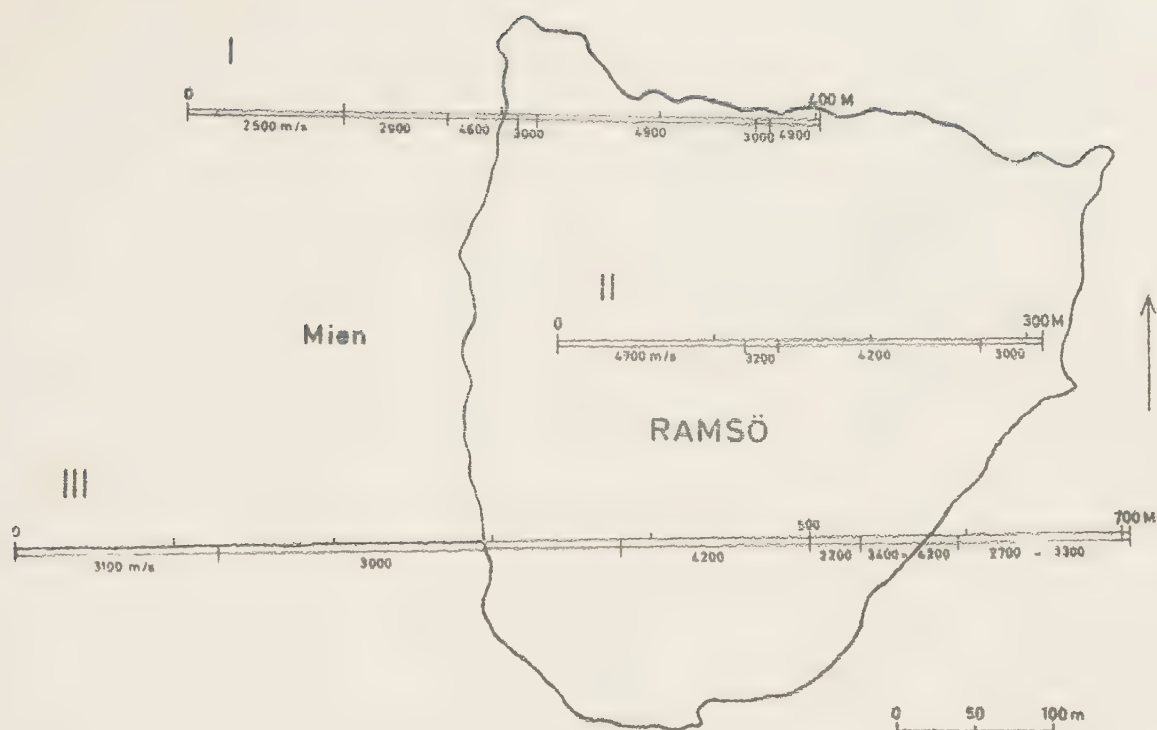


Fig. 46. Seismiska profilerna I-III.

närmast Ramsö för att därefter övergå i en närmast plan yta.

Berghastigheterna i profilen visar en mycket intressant fördelning. Hastigheten 4600 m/s närmast ön antyder ett berggrundsavsnitt med en relativt homogen och sprickfattig bergart. Samma hastighet fortsätter för övrigt även över öns nordvästra del där kärnborrhningar har visat att lavaliknande bergarter av A-typen anstår. Utsträckningen ca 40 m väster ön av denna bergart stämmer väl överens med den blockutbredning på sjöbotten som konstaterats genom grodmansundersökningar. Hastigheterna 2900 m/s och 2500 m/s längre västerut längs profil I är något mera tvetydiga. I och för sig kan dessa orsakas av en hårt packad bottenmorän. Borrhningsresultaten på Ramsö har emellertid visat att under ett ca 20 m mäktigt täcke av lavaliknande bergarter anstår en mycket lös, tuffliknande bergart och breccierat och vittrat urberg. Troligt är därför att avsnittet med hastigheten 2900 m/s motsvaras av dessa

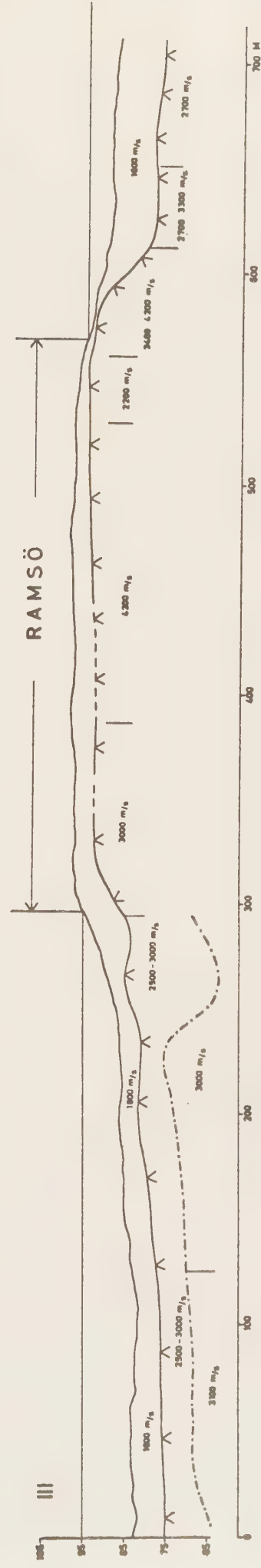
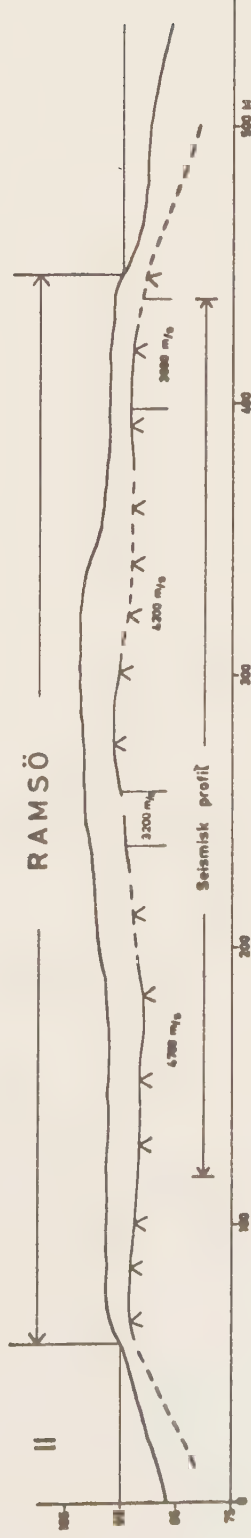


Fig. 47. Refraktionsseismiska profiler, I-III, över Ramsö.

bergartsled. Tänkbart är en ganska diffus övergång mellan jord och "berg".

I västra delen av profil 111, som ligger ca 300 m söder om profil I, förekommer ett ca 5 m tjockt lager med hastigheter 1800 m/s vilket i likhet med tidigare profil tolkas som glaci-fluvialt material. Huruvida underliggande lager med hastigheterna 2500-3000 m/s ska bedömas som hårt packad morän eller en dåligt konsoliderad bergart är tveksamt. I denna profil har ytterligare ett lager avgränsats med hastigheter över 3000-3100 m/s. Denna gräns kan möjligen markera övergången ifrån lös tuffbreccia till något bättre konsoliderad urbergsbreccia.

I profil 111, delen öster om Ramoö, finns ett ca 10 m mäktigt lager med lösa avlagringar. Att döma av den seismiska hastigheten, 2400-2700 m/s, består detta av morän. Bergytan närmast ön stupar ganska flackt ut mot sjön och ger hastigheter på 3400-4200 m/s. Dessa kan tänkas representera ett yllager av den lavaliknande bergarten. Hastigheterna 2700-3300 m/s längre österut ligger nära till hands att sätta i samband med den tektoniska zonen som förmodligen löper längs Ramoö i en riktning närmast N-S.

När man på de delar av de seismiska profilerna som placerats över själva ön så kan man först och främst konstatera att bergytan här tycks vara i stort sett flack och jämn. Jerddjupen är genomgående endast 3-5 m. Vad hastigheterna beträffar så är det något överraskande att finna så höga värden som 4600 m/s på öns nordvästra del i profil I. Resultaten från kärnbörningarna just i detta avsnitt visar nämligen en synnerligen tätförklyftad bergart av den lavaliknande bergartstypen. Förklaringen till den relativt höga seismiska hastigheten torde vara att den hårda och spröda bergarten är genomgående horisontellt bankad. Detta framgår tydligt av borrhämnerna. De seismiska vågorna utbreder sig med relativt stor hastighet längs dylika plan. Längs stora delar av profi-

lerna I-III har för övrigt uppmätta berghastigheter mellan 4200-4900 m/s vilka alltså skulle kunna tänkas motsvara utbredningen av denna bergartstyp.

I samtliga tre profiler över ön finns ett par relativt smala låghastighetszoner (2200-3200 m/s). Mest sannolikt är att dessa representerar mer eller mindre vertikala sprick- eller krosszoner i ryoliten. Denna uppfattning styrks genom observation av krossade partier i borrhämnarna.

Profil IV som placerats på Miens västra strand och ett femtiotal meter ut i sjön visar att bergytan här är mycket flack med svag sluttning österut. Jorddjupet är ca 5 m och berghastigheterna svarar väl mot den gnejsgranitiska berggrunden i detta område. Av intresse är framför allt de smala låghastighetsavsnitten (3000 m/s) som tyder på zoner med sprickigt eller krossat berg.

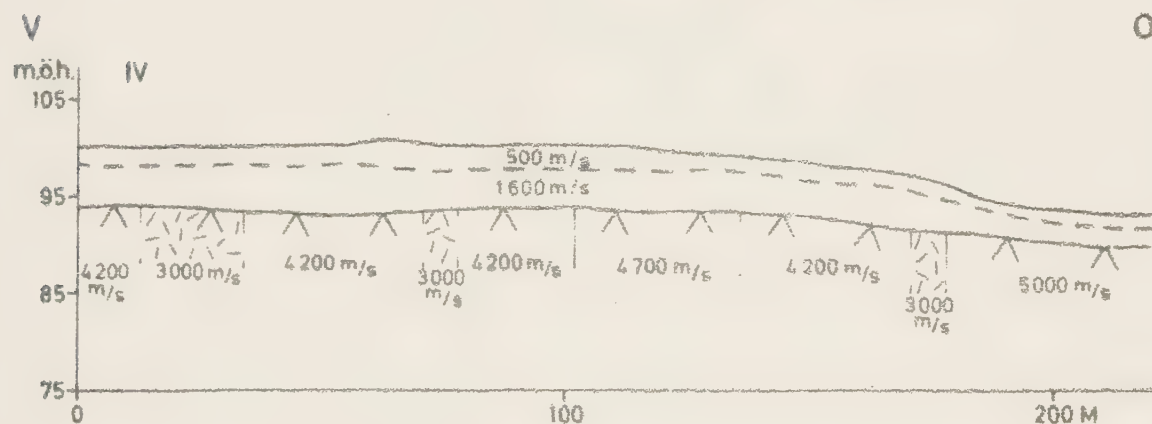


Fig. 48. Seismisk profil på Miens västra strand.

I profil V slutligen, som lagts tvärs över Miens dalgång, noterar man i ett ca 100 m brett stråk mitt i dalgången låga berghastigheter, 3000-3500 m/s, som tyder på en mycket omfattande tektonisering med intensiv sprickbildning.

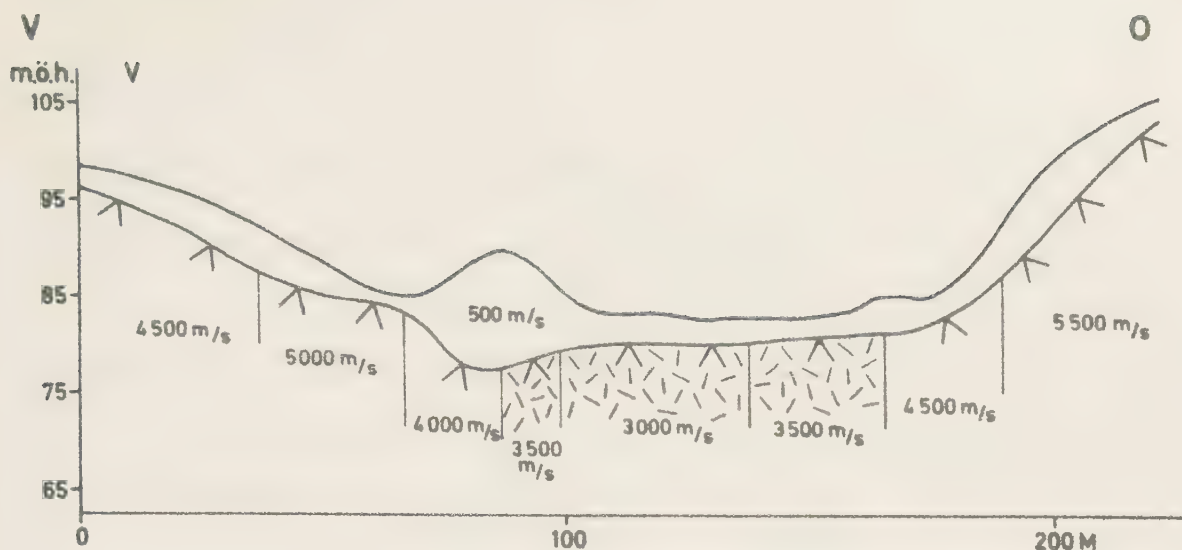


Fig. 49. Seismisk profil i Mieåns dalgång.

Sammanfattningvis torde kunna sägas att de refraktionsseismiska mätningarna framför allt ger ett viktigt bidrag till kännedomen om berggrundens topografi i området runt Ramsö. Även beträffande de tektoniska zonernas läge och karaktär erhålles viktig information. Hastighetsfördelningen i berggrunden på Ramsö är däremot mer svårbedömd och borde korreleras med ytterligare kärnborrning.

Ett utökat seismiskt mätprogram i Mienområdet skulle givetvis vara av stort värde, främst för att klarlägga strukturens verkliga utbredning.

GRAVIMETRISKA STUDIER AV MIENSTRUKTUREN.

Andreas Vogel, 1973.

Gravimetriska mätningar och reduktion av fältdata.

I samband med fältkurser för studerande från Geologiska institutionen i Lund har under åren 1970-72 gravimetriska mätningar utförts i Mienområdet under ledning av personal från avdelningen för Fasta jordens fysik vid Uppsala universitet. Fig. I visar det Bouguerfält som har kunnat påvisas genom dessa mätningar.

Fältmetodik och reduktionsförfarande har beskrivits i en separat rapport (Vogel, K.A., Myada, E.F., Hashimi, m fl, 1973).

Som en del av rikets tyngdkraftnät har ytterligare mätningar utförts av geodetiska byrån vid Rikets allmänna kartverk inom ett område på ca 30 x 30 km runt Mien. Bouguerkartan (fig. II) baseras på dessa mätningar. De streckade linjerna i fig. II utgör den bäst sammanfattande regionala trenden som erhöles med ett dataprogram för lineär regression. Genom att subtrahera den lineära trenden från Bouguerfältet av den inre delen i fig. I och från den yttre delen i fig. II erhöles det resterande Bouguerfältet i fig. III. De heldragna linjerna representerar det resterande Bouguerfältet av inre delen i fig. I och de streckade linjerna restfältet av den yttre delen i fig. II.

Utvärdering av resultaten.

Det resterande Bouguerfältet i fig. III visar en stor negativ anomali som har sitt minimum i sjön Miens centrala delar. Området inom vilket massunderskottet förekommer är tydligen mycket större än själva Mien. Dessa lätta massor tycks vara nära jordytan i sjön.

Denna stora anomali kan knappast anses orsakad av den lins av breccierade bergarter som anses typisk för underlaget i en meteoritkrater. De gravimetriska resultaten styrker snarare teorin om ett endogent bild-

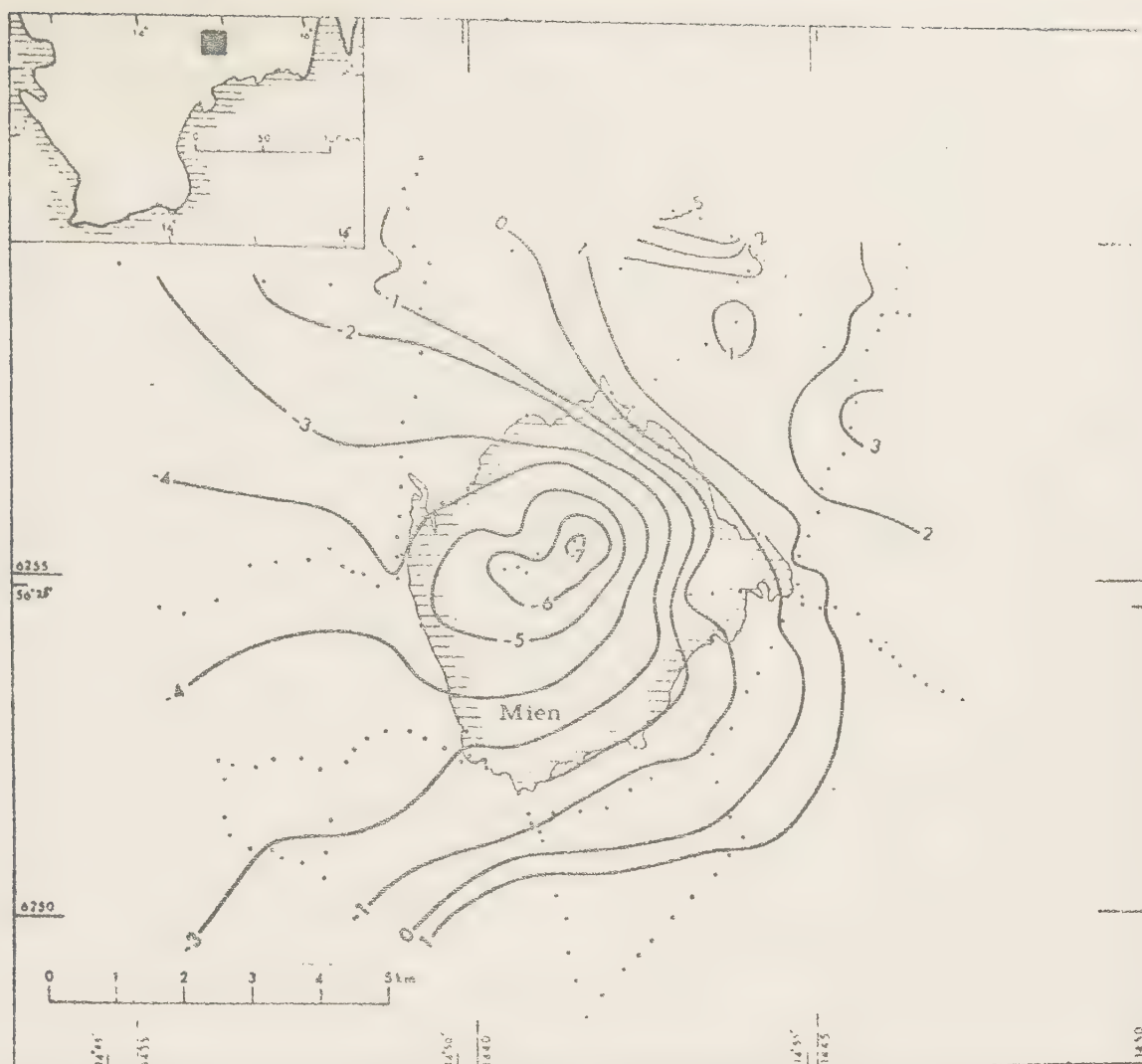


Fig. 1. Bougueranomali över Mienområdet. Punkterna anger mätlokaler och de heldragna kurvorna är isolinjer med 1 mgal ekvidistans.

ningssätt för Mienstrukturen.

I borrhål på ön Ramsö i nordvästra delen av Mien har tuff- och lava-liknande bergarter påträffats som har en medeldensitet på 2,40 (R. Stanfors 1972). För bergarterna i Miens omgivning antages en densitet på 2,65. För den kvantitativa beräkningen av Mienanomalien tycks en densitetsskillnad på $\Delta \rho = -0,25$ vara adekvat.

De modeller som ur geologisk synpunkt kan anses mest rimliga är dels den "kompakta" intrusionen med densiteten 2,4 (densitetskontrasten $\Delta \rho = -0,25$) och dels en mera komplex intrusionstyp med gångar och sprickfyllnader med en medeldensitet på materialet som överstiger 2,4

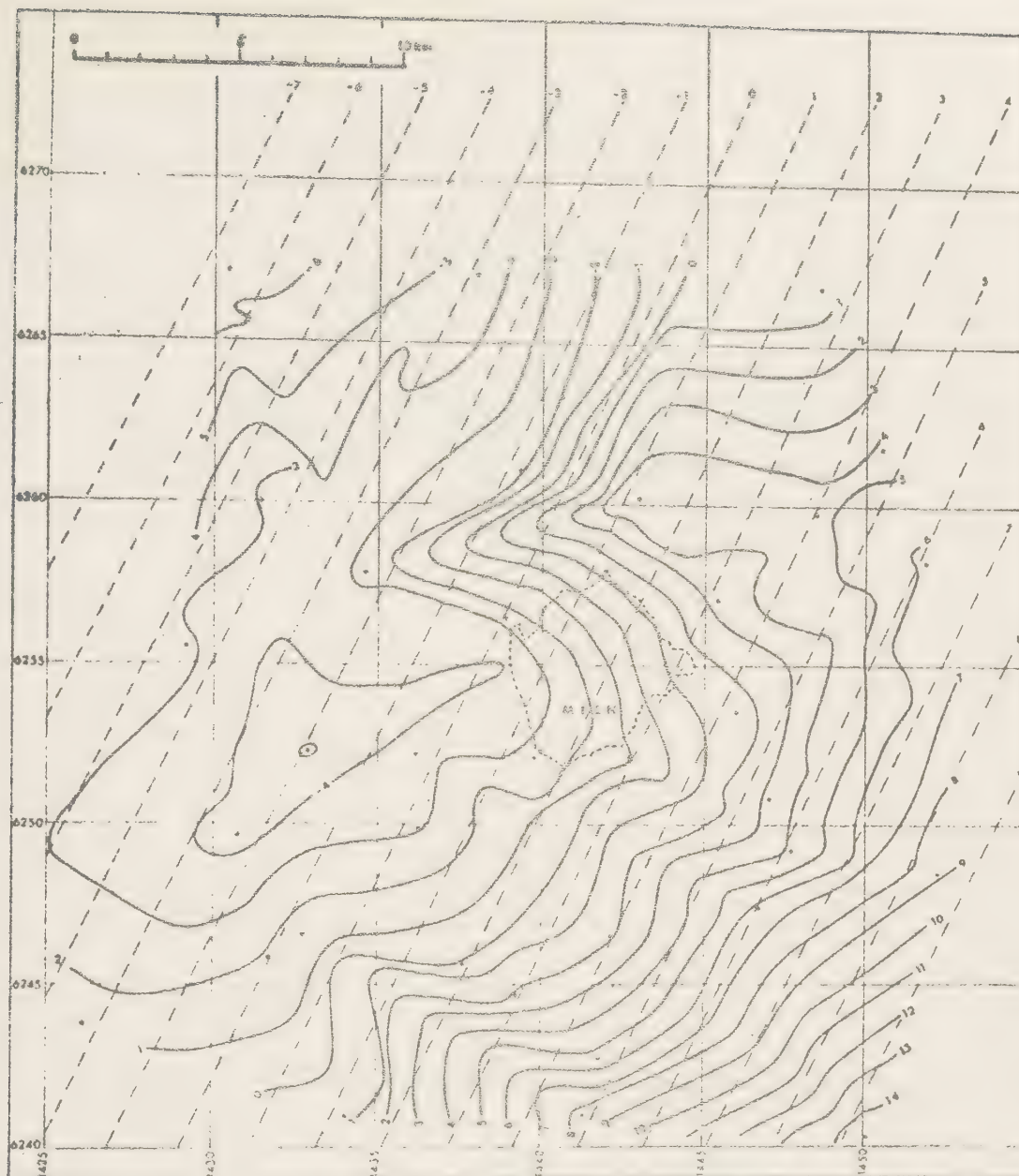


Fig. II. Bouguerfält över Mienområdet. Punkterna anger mätlokaler. Helt dragna kurvor är gravitationskonturer med 1 mgal ekvidistans. Streckade linjer visar den bäst överensstämmande lineära trenden i mgal.

(densitetskontrasten mindre än $-0,25$).

Modell 1.

Den gravitativa anomalien kan omvandlas i en ytdensitet φ^x uttryckt genom

$$\Delta \varphi^x(x, y) = \frac{\Delta g(x, y)}{2 \pi f} \quad (1)$$

$\Delta g(x, y)$ är Bouguervärden med koordinaterna x, y och f är grav. konstanten $6,67 \cdot 10^{-11}$ (MKSA).

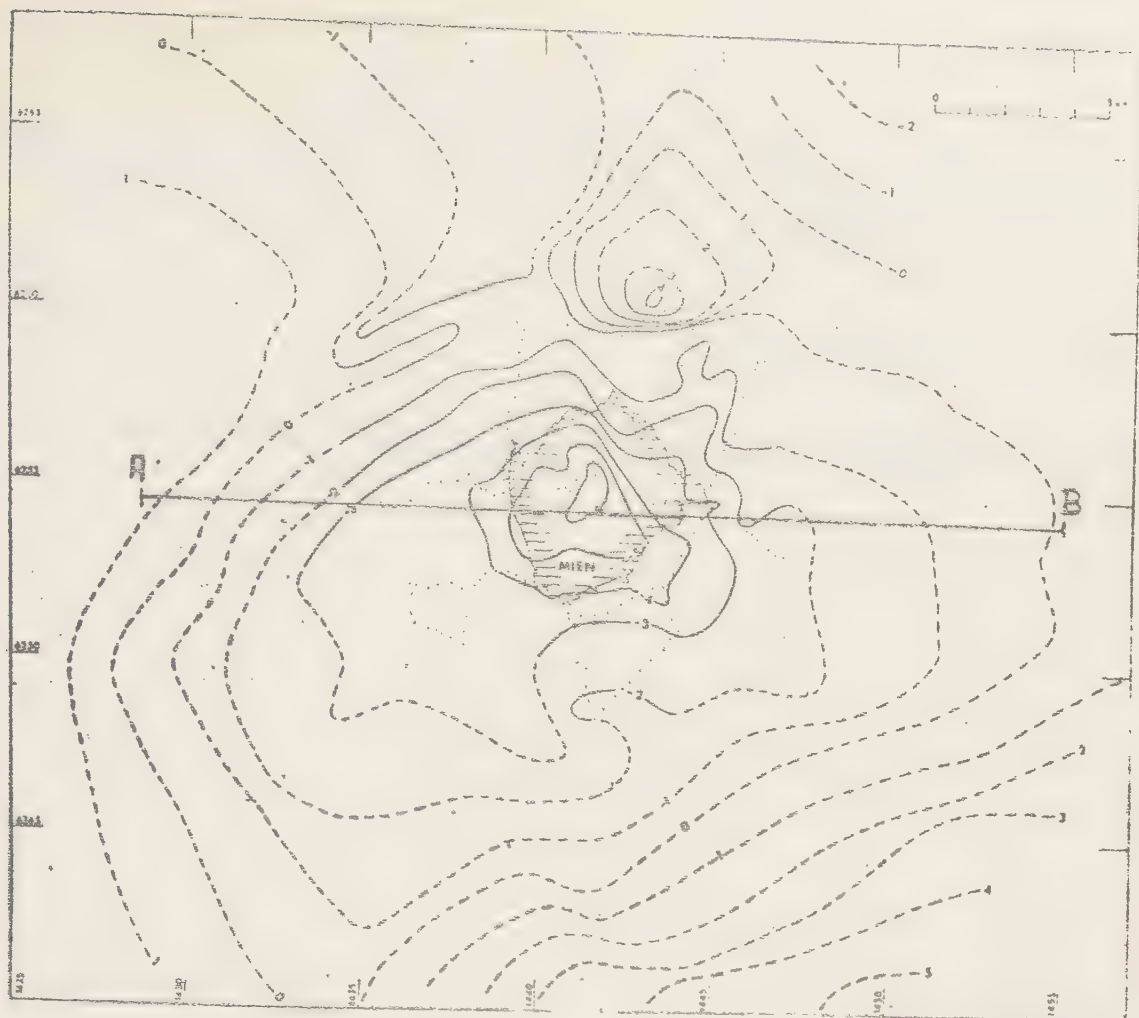


Fig. III. Bouguerfält utan lineär trend.

Ytensiteten $\Delta \xi^x$ kan omvandlas i reella densiteter $\Delta \rho$ för massor nära ytan enligt

$$\Delta \xi^x = \Delta \rho \cdot h ; h = \frac{\Delta \xi^x}{\Delta \rho}$$

där h anger ytlagrets mäktighet.

Om man antar en densitetskontrast på $\Delta \rho = -0,25$ svarar -1 mgal approximativt mot ett ytlager med 100 m mäktighet. Fig. IV a visar Bouguerfältet längs profilen A-B på fig. III. En fördelning av massunderskottet enligt fig. IV b bör inom en felgräns av 10 % orsaka de gravitativa störningarna som observeras längs profil A-B.

Modell 2.

Utbredningen av de intrusiva gångarna kan inte härledas från den gravitativa anomalien utan ytterligare information. Hela systemet av

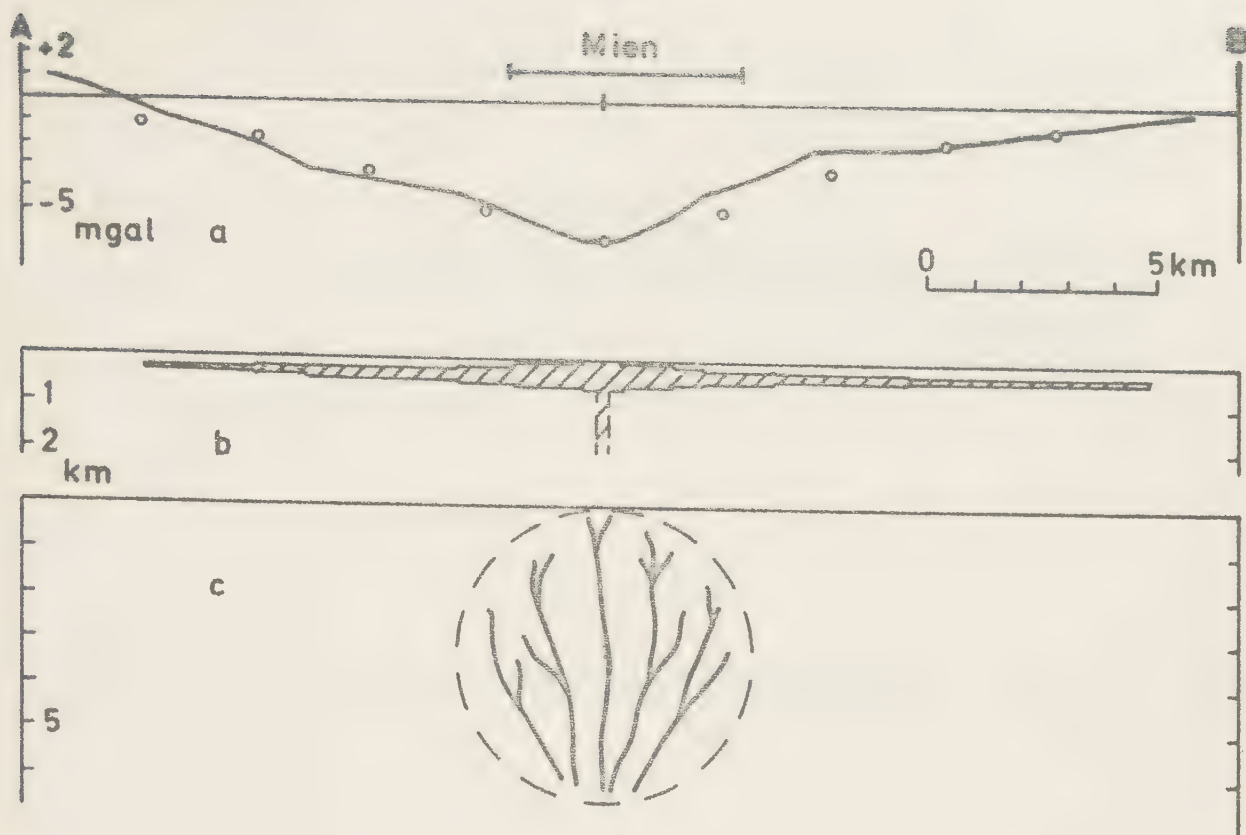


Fig. IV. Bouguerfält längs profil AB i fig. III samt beräknade modeller.

gångar och sprickfyllnader i urberget kan dock approximeras till en kropp med en viss medeldensitetskontrast. Om vi antar en homogen sfär som en god approximation för en sådan kropp bör djupet till dess centrum vara $t = 6,5$. Detta följer ur halvvärdesformeln för en sfär $t = \frac{W(\frac{1}{2})}{1,53}$ när halvvärdesbredden $W(\frac{1}{2}) = 10$ km enligt Bouguerfältet längs profil A-B. Fig. III och IV a. Densitetskontrasten för en sfär som når jordytan är $\Delta \rho = -0,033$. Detta betyder att gångarna som framgår av fig. IV c når jordytan i sjön. Antages intrusiva bergarter med en densitetskontrast av $\Delta \rho = -0,25$ bör dessa utgöra ca $1/8$ av den sfäriska volymen. Det teoretiska fältet från sfären indikerat med ringar i fig. IV överensstämmer väl med den observerade anomalien. Modellen fordrar att gångarna konvergerar nedåt. I så fall kan man med säkerhet bortse ifrån de gravitativa effekterna av de gångar som fortsätter mot djupet under sfären. Modell 2 förefaller mest sannolik.

SAMMANFATTNING AV I OCH II.

Som underlag för den kommande diskussionen torde det vara lämpligt att i korthet sammanfatta ovan redovisade resultat av såväl geologiska som geofysiska undersökningar.

- a) Sjön Mien är belägen i en depression i berggrunden som i sin centrala djupaste del når ett djup av ca 75 m i förhållande till det omgivande peneplanet.



Fig. 50. Tvärprofil genom Mienområdet.

- b) Berggrunden i området uppbyggs till övervägande del av gnejsiga och granitiska bergarter. Block av kambrisk sandsten talar dock för att gångar eller rester av denna bergart kan anstå i Mienbäckenet.
- c) Inom området närmast söder om Mien och på ön Ramsö finner man talrika block av tuff- och lavaliknande bergarter (ryolit) samt urbergsbreccia. Genom kärnborrhningar har konstaterats att dessa bergarter anstår i fast klyft på Ramsö.
- d) Kärnborrhningar på Ramsö visar att under ca 4 m morän anstår den lavaliknande ryoliten i en ca 20 m mäktig bädd. Under denna följer via ett lager med den suevitliknande bergarten ett metertjockt

skikt av en tuffliknande ryolitvariant som nedåt övergår i urbergsbreccia och kraftigt tektoniserad gnejsgranit.

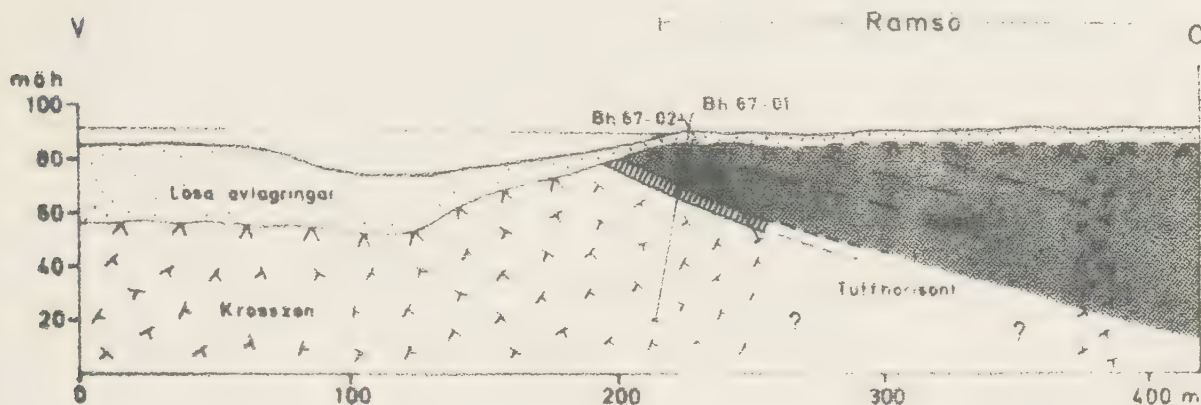


Fig. 51. Tvärsnitt i riktning O-V genom borrhokalen på NV Ramsö.

- e) Magnetiska fältmätningar kombinerade med laboratoriemätningar av Mienbergarternas susceptibilitet och remanens talar för att ryoliten har sin utbredning huvudsakligen i Miens centrala delar.
- f) Gravimetriska mätningar i Mienområdet visar en stor negativ anomali som har sitt centrum i sjöns centrala delar. Med antagande om en densitetskontrast på ca $\Delta \rho = -0,25$ tolkas anomalien som en följd av komplexa gångintrusioner där ryolitvarianterna har en lägre densitet än omgivande urberg.
- g) De refraktionsseismiska mätningarna visar framför allt att ön Ramsö i väster begränsas av stora djup utfyllda av lösa avlagringar. De seismiska hastigheternas utbredning i berget anger dessutom tektoniska svaghetszoner såväl närmast Ramsö som parallellt Miens västra strand och i Mieåns dalgång.
- h) Petrografiskt sett visar ryoliten en mycket varierande utbildning. Glasiga såväl som helt mikrokristallina varianter med plagioklas och pyroxen som huvudkomponenter förekommer tillsammans med väl skiktade tuffer och suevitliknande bergartstyper. Mest karakteristisk är emellertid den stora halten av urbergsfragment som fler-

talet ryolitvarianter innehåller. Inneslutna kvartsfragment uppvisar ibland parallella deformationslameller. Flertalet bergarter har en typisk blåsstruktur med hålrummen sekundärt utfyllda med bl a zeolitmineral. Urbergsbreccian består av kantiga bitar av företrädesvis granitiska bergarter i en mellanmassa av urbergsfragment och bergartsmjöl. Ryolit har inte påträffats i denna breccia. Av blockutbredningen att döma har breccian sin huvudsakliga utbredning i östra delen av Mienstrukturen.

- i) Förekomsten av ryolitvarianter med högst olika utbildning ifråga om vittring och mineralogisk omvandling, liksom inneslutningar av skarpkantiga fragment av en ryolitvariant i en annan, tyder på att dessa bergarter bildats vid skilda tillfällen. Den rikliga förekomsten av söndersprängda urbergsfragment talar för explosiva inslag i bildningsprocessen. Att den smälta ur vilken de lavaliknande varianterna kristalliserat varit gasrik framgår av den allmänt förekommande blåsstrukturen.
- j) Geokemiska analyser av de olika ryolitvarianterna visar ingen större variation. Totalsammansättningen motsvarar visserligen i det närmaste en ryolit men man måste då beakta den stora halten assimilerade och inneslutna fragment av övervägande salisk karaktär. Mikrosondanalyser av glasfas utan xenoliter visar en avsevärt mera basisk sammansättning. Ni- Cr- och Co-halterna i de lavaliknande bergarterna är genomgående större än i omgivande urberg.

III DISKUSSION OCH JÄMFÖRANDE STUDIER

I detta avsnitt är avsikten närmast att på grundval av ovan redovisade resultat analysera och diskutera bildningssättet för Mienstrukturen och dess ovanliga bergarter.

Tidigare tolkningar av strukturens genes har antingen förutsatt någon form av vulkanisk process eller en meteoritimpakt. Helt allmänt kan sägas att problemställningen kommit att koncentreras till frågan om ett endogent eller ett kosmiskt bildningssätt! Denna frågeställning är ingalunda unik för Mienstrukturen. På senare år har samma alternativ diskuterats för ett flertal bildningar på olika delar av jorden.

Som utgångspunkt för vidare diskussion torde lämpligen en sammanfattning av de nuvarande ståndpunkterna beträffande kosmiska strukturer på jorden vara på sin plats.

Kratrar associerade med meteoritiskt material.

Att jorden ständigt och jämt är utsatt för ett mer eller mindre intensivt bombardemang av materia från rymden är ett känt faktum och även om större delen vid sin färd genom jordatmosfären övergår i ett fint stoft så finns talrika exempel på meteoriter som med en vikt på flera ton klarat färden genom atmosfären och återfinns på jorden. Flertalet av de insamlade meteoriterna har en vikt i storleksordningen från några få gram upp till några kg men många exempel finns där vikten uppgår till åtskilliga ton. Den största av alla kända är Hobameteoriten i sydöstra Afrika som nu bedöms väga ca 60 ton men vars ursprungliga vikt uppskattas till ca 100 ton (Gordon, 1931).

Dessa stora massor av meteoritjärn har kolliderat med jordytan utan att någon större krater bildats. Anledningen till detta bör rimligen vara de träffat jorden med en ganska ringa hastighet.

Vid större kollisionshastigheter-upp till 4 km/sek - bildas emellertid i allmänhet kratrar som avsevärt överskrider själva meteoriten i storlek. Denna som sönderdelas vid impakten återfinns ofta som fragment i och runt kratern. Exempel på denna typ av impakt är bl a Sikhote-Alin i Sibirien där en skur av järnmeteoriter bildade hundratals kratrar i storleksordning upp till ca 25 meter i diameter. Meteoritfragment har konstaterats i samtliga.

Tänker vi oss i stället möjligheten att en meteorit träffar jorden med en hastighet överstigande ca 4 km/s antages effekten bli av helt annat slag. En kosmisk kropp med denna hastighet utvecklar energimängder vid sin kollision med jordskorpan som vida överskrider motsvarande mängd TNT. Följden blir alltså en explosion varvid en krater bildas med en storlek som står i proportion bl a till meteoritens storlek och hastighet. Denna typ av strukturer kallas explosionskratrar. Ett stort antal dylika finns sedan länge beskrivna från olika delar av jorden. Meteoritiskt material som påträffas i eller i nära anslutning till dem ger en klar antydan om bildningssättet.

Den mest kända av dessa är utan tvekan Meteor Crater i USA eller Barringerkratern som den ofta kallas efter en av de mera kända utforskarerna. Denna struktur är belägen på en ökenplata nära Canyon Diablo i Arizona och betraktas väl idag närmast som en prototyp för en explosionskrater. Aldern uppskattas till högst 50 000 år. Flygbilder av kratern, fig. 52, visar att den har en snarast kvadratisk form och inte cirkulär som den förefaller att vara betraktad från kraterranden. Som jämförelse visas en bild av en endogent bildad krater, fig. 53.

Arizonakratern är känd sedan mycket länge under namnet "Franklins' Hole", men uppmärksammades vetenskapligt först 1891 då stora mängder meteoritjärn upptäcktes i anslutning till den. Intresset intensifierades när Moisson gjorde fynd av små svarta diamanter i sideritmaterial från

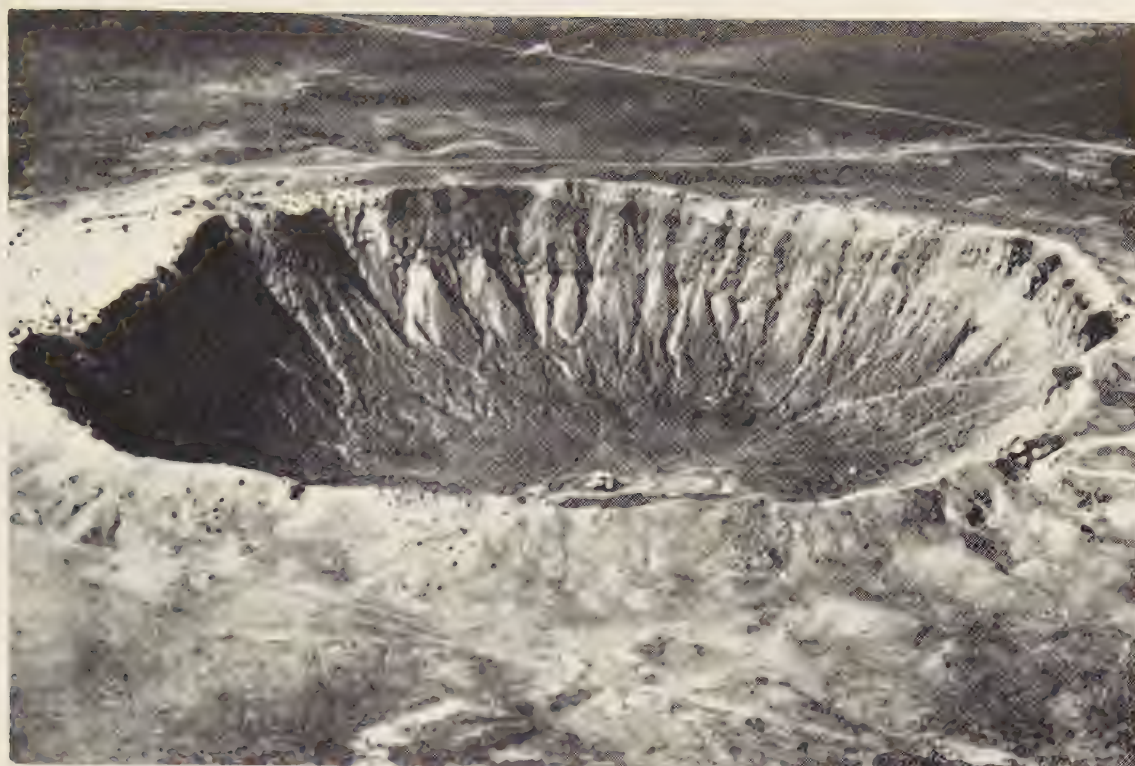


Fig. 52. Meteor Crater, Arizona, USA.

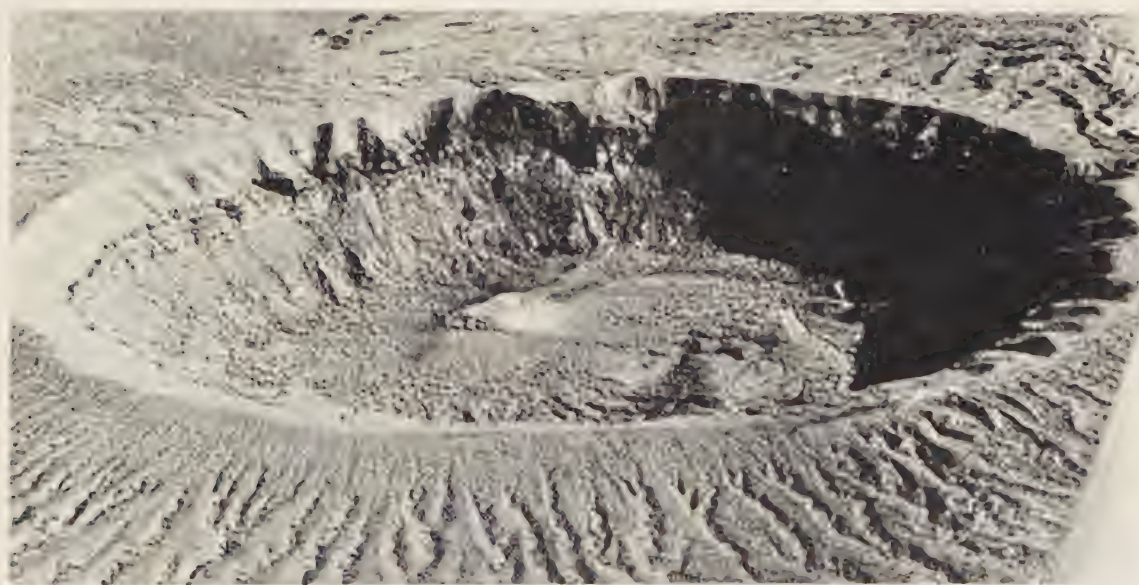


Fig. 53. Crater Elegante, en torr maar i Sonoraöknen, Mexico.
Bilderna erhållna genom tillmötesgående av Petley Studios i
Phoenix, Arizona.

kratern.

Meteor Crater har en diameter på ca 1200 m och omges av en ca 40-50 m hög randbildning med flack sluttning utåt. Kraterns inre sidor är branta och rikliga talusbildningar förekommer på dess botten. Djupet från botten till randens topp är ungefär 175 m. Detta är emellertid endast en del av det totala djupet. Resultaten av utförda borrhningar visar att den ostörda sandstenen, som underlagrar kratern, påträffas först ca 250 m under den nuvarande botten. Mellanliggande lager består av krossade och omvandlade produkter av den ursprungliga berggrunden.

Kraterområdet uppvisar en horisontell stratigrafi med ett ca 100 m tjockt lager av permisk kalksten som underlagras av en över 300 m mäktig mjuk, vit sandsten (Coconinosandsten).

Kraterns rand uppbyggs av kantiga bergartsstycken, varierande i storlek från 4000 ton - mikroskopiska kvartsfragment (bergmjöl). Bergmjölet antages ha bildats vid själva nedslaget i sandstenen.

Vid den kraftiga explosion, som förmodas ha ägt rum, har såväl bergartsfragment som meteoritmaterial slungats åtskilliga kilometer från nedslagspunkten. Berggrundsblock på 20-30 miljoner ton har lyfts vid kraterns kanter upp till 30-40 m högt.

I strukturens inre delar kan man iakttaga hur lagren stupar 5° - 80° utåt. Även radiella förkastningar förekommer. Barringer påpekar den tydliga bilaterala symmetri som råder, såväl beträffande lagrens stupning som fördelningen av material runt kratern.

Järnfragmenten, som hittats runt kratern, varierar i storlek från 600-700 kg till små fragment. Hittills har åtskilliga ton meteoritjärn påträffats, inte minst sedan man efter andra världskriget använt sig av effektiva minsökare.

En viktig synpunkt, som framfördes redan av Merrill (1908) och senare av

bl a Spencer, är den, att nedslag av stora meteoriter följs av sådan värmeutveckling, så att stora mängder av berggrunden i nedslagsområdet kan smälta och även till viss del förgasas.

I Barringerkratern hittar man talrika granulerade fragment av Ni-Fe, tillsammans med bergmjöl och värmemetamorfoserad sandsten, som visar alla övergångar från omvandlad Coconinosandsten till olika varieteter av kiselglas.

Nininger har beskrivit fynd av mycket små Ni-haltiga "globuler" som gjorts i jordlagren i närheten av Barringerkratern. Nininger anser att dessa bildats som kondensationsprodukter av de metallångor som uppstod vid meteoritnedslaget.

Enligt Öpik (1958) hade meteoriten en total vikt av 2,6 miljoner ton och en hastighet på 15 km/sek när den träffade jorden.

1960 var ett speciellt märkesår när det gäller utforskningen av impaktkratrar. Då påträffades för första gången mineralet coesit i sandstenen från Meteor Crater. (Chao, E - Shoemaker, E - Madsen, B). Coesit framställdes syntetiskt redan 1953 av L. Coes men fyndet i Meteor Crater var det första i naturen.

Ett par år senare rapporterades ytterligare en högtrycksmodifikation av kiselsyra från Meteor Crater nämligen stishovit. Stishovit hade 1961 syntetiserats av Stishov och Popova i Sovjetunionen. Båda dessa mineral anses som definitiva indikationer på höga tryck — för bildning av coesit fordras 20 kb och motsvarande tryck för stishoviten anges till mer än 75 kb.

På senare år har också olika stadier av chockmetamorfa fenomen påvisats i Coconinosandstenen. (Kieffer, S., 1971).

En del forskare anser att kraterns bildning och det förekommande meteoritmaterialet saknar samband och att detta skulle ha fallit i och

runt kratern flera årtusenden efter dennas bildning. Enligt D. Hager, (1953) är kratern av tektoniskt-morfologiskt ursprung.

Av intresse är också de jämförelser som gjorts mellan Meteor Crater och månkratrarna som av många forskare t ex Baldwin och Dietz anses vara bildade genom meteoritimpakter.

Under 1900-talet har ett stort antal förmodade meteoritkratrar inrapporterats från samtliga världsdelar. 1921 upptäcktes en grupp på tre kratrar i USA närmare bestämt i närheten av staden Odessa i Texas. Den största av dessa är 160 m i diameter och har ett djup av ca 5 m. Berggrunden inom området består av kalksten. Sammanlagt har flera ton fragment av meteoritiskt ursprung insamlats inom nedslagsområdet.

I Henbury-öknen i Australien fann man 1931 en grupp på 14 meteoritkratrar, av vilka den största är ca 150 m i diameter och har ett djup av 15 m. Kraterns inre, brant stupande väggar består helt av breccierad sandsten och kvartsit. Dessutom förekommer uppsmälta partier av bergmjöl och kvartssand. Flera tusen fragment av järnmeteoriter, varierande i vikt från några gram upp till 400 kg har påträffats inom området. Fynd av meteoritmaterial inom själva kratern är mycket sällsynta.

1947 upptäcktes en krater i norra delen av västra Australien. Kratern är belägen på en kvartsitplatå och har fått namnet Wolf Creek. Diametern är 850 m och djupet ca 50 m. Kraterbotten är plan och den runt kratern löpande randen höjer sig 27 m över den omgivande terrängen. I närheten av kratern har gjorts fynd av järnmeteoritfragment samt av uppsmälta partier av den omgivande berggrunden.

I Australien förekommer ytterligare två kända kratrar nämligen Boxehole i centrala och Dalgarranga i västra Australien. Båda dessa är mindre än de två föregående men fynd av meteoritmaterial har påträffats i deras närhet.

1932 upptäckte engelsmannen Philby ett kraterfält i ökenområdet Rub - el - Khal i Saudiarabien. I den lösa sanden förekommer två kratrar av vilka den största är 100 m i diameter och har ett djup av 12 m. Vissa tecken tyder dock på att flera kratrar förekommer begravda i sanden. Runt kratrarna har man funnit talrika fragment av järnmeteoriter. Märkliga är framför allt de fynd av smält kvartssand i olika modifikationer som gjorts inom området. Glaset varierar i färg från vitt till svart och har ibland en slaggluknande utbildning. Vissa glasvarianter innehåller mikroskopiska globuler av nickeljärn som kan isoleras med magnet. Tydligt är dessa av liknande slag som de bildningar vilka beskrivits av Hüniger från Barringerkratern. Ett stort antal svarta glaspärlor förekommer också inom kraterfältet.

Från Sydamerika känner man ett kraterfält, Campo del Cielo, i öknen Gran Chaco i Argentina. Här förekommer ett tiotal kratrar varav den största är 70 m i diameter. Även här förekommer järnfragment och uppsmälta glasiga partier av berggrunden.

Den från luften upptäckta kratern vid Aouelloul i franska Sahara undersöktes 1950 av den franske forskaren Monod. Han upptäckte glasfragment i kraterns omgivning men inga meteoritfragment. Monod påpekar den stora likheten mellan detta glas och vissa av de tektiter (Darwinglas) som påträffats i Tasmanien.

Även i Europa förekommer ett antal kratrar som är av relativt säkert meteoritiskt ursprung. Sedan 1827 är kraterfältet Kalijärv på Ösel känt. Gruppen består av 7 kratrar varav den största har en diameter på 110 m och är 16 m djup. Samtliga ligger i dolomitberggrund och täcks av glaciala avlagringar. Efter omfattande undersökningar kunde Reinwald år 1937 påvisa det kosmiska ursprunget genom talrika fynd av meteoritjärn i kratrarna. Dessa är för övrigt fyllda med krossad och bränd dolomit blandad med glacialavlagringar.

Av något annorlunda karaktär än de ovan beskrivna är de två välkända impakterna som ägt rum i modern tid - båda i Sovjetunionen. I juni 1908 föll den s k Tunguskameteoriten i Sibirien. Den första undersökningsexpeditionen, under ledning av Kulik, kom fram först 19 år efter nedslaget. Någon direkt krater fann man inte. Som förklaring till detta anger Krinov att tundraområdet där meteoritnedslaget skedde, utgöres av sumpmark som utplånat alla kraterstrukturer. Trots omfattande undersökningar från flera expeditioner kunde man inte påträffa något meteoritmaterial i nedslagsområdet. Först 1957 konstaterades meteoritfragment i jordprover från nedslagsplatsen.

I februari 1957 inträffade meteoritnedslaget vid Sikhote-Alin i Sovjetunionen. Sammanlagt finns minst 122 kratrar med diametrar varierande från 1-28 m. Talrika järnmeteoritfragment påträffades i kratrarna men några högttemperatureffekter kunde inte påvisas. Den största meteoriten hade en vikt av 1745 kg.

Samtliga ovan nämnda kratrar har det gemensamt att meteoritiskt material i en eller annan form har kunnat påvisas i eller i nära anslutning till dem.

Som tidigare framhållits är impaktkraterns storlek och utbildning en följd av flera faktorer. Den kosmiska kroppens storlek, sammansättning och hastighet har stor betydelse men även faktorer som infallsvinkel och underlagets sammansättning i nedslagsområdet måste beaktas.

Enligt Krinov (1963) och Dence (1965) kan man lämpligen indela de kosmiskt bildade kratrarna i följande fyra huvudtyper

- a) impaktgropar, med upp till 9 m i diameter vilka bildats av meteoriter som finns kvar mer eller mindre intakt i gropen.
- b) impaktkratrar, 9-90 m i diameter, bildade av meteoriter som brutits sönder och deformerats men som inte är chockpåverkade.

- c) enkla explosionskratrar, 90-4000 m i diameter. Har överstjälpna lager i den omgivande vällen, breccialins i de centrala delarna samt uppvisar olika stadier av chockpåverkan. Fig. 54.
- d) komplexa explosionskratrar, med en diameter på 3 km eller mera. Dessa strukturer har en distinkt "central uplift" och begränsas ofta utåt av en zon med cirkulära förkastningar. Visar för övrigt chockdeformationer m m som c).

Av de ovan beskrivna kratrarna är flertalet som synes närmast att räkna till kategori b) men någon även till gruppen c) t ex Meteor Crater.

"Fossila" kratrar.

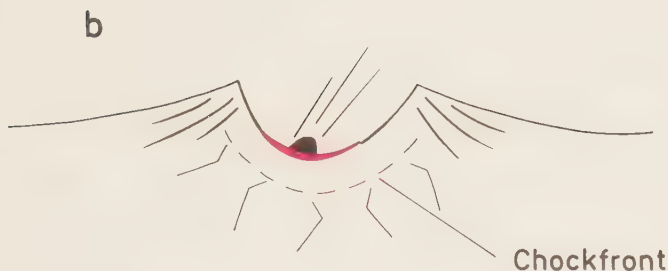
Av speciellt intresse för den jämförande diskussionen av kienstrukturen är de s k "fossila" kratrarna som särskilt under tiden efter andra världskriget upptäckts i ett stort antal på skilda delar av jorden. Benämningen "fossil" krater, vilken för övrigt är mindre lämplig med tanke på den verkliga innebörden av ordet fossil, tillämpas vanligen för de impaktstrukturer som bildats mycket långt tillbaka i tiden och därför förlorat en stor del av de egenskaper som karakteriserar de mer eller mindre recenta kratrarna.

Sålunda saknar de fossila kratrarna ofta den typiska vällen runt kratern och den cirkulära strukturen kan i en del fall ha förlorats genom utfyllning med sediment eller på grund av omfattande erosion. I en del fall har man kunnat påvisa kraterstrukturer på flygbilder vilka inte framträder tydligt från markplanet. Detta har gjort att man i stor utsträckning använt sig av flygbildstolkning för att systematiskt genomöka stora områden efter fossila kratrar speciellt i USA och Kanada.

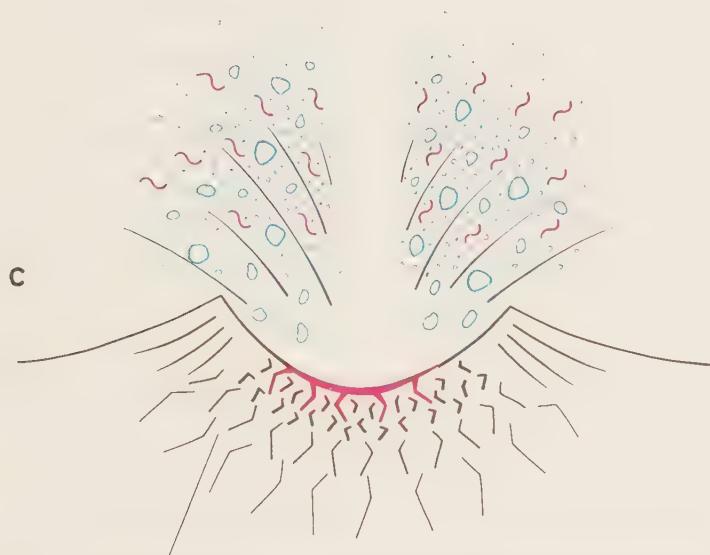
Det första fyndet gjordes på detta sätt 1950 i Kanada, närmare bestämt i norra delen av Labrador. 1951 lämnade Meen den första rapporten från markundersökningarna i kraterområdet. Kratern, som benämns Chubbkratern



En stor meteorit med kosmisk hastighet kolliderar med jorden.



Initialtrycket i den chockvåg som utbildas framför meteoriten antages uppgå till flera megabar och är tillräckligt för att smälta eller förgasa såväl meteoriten som vissa delar av berggrunden i nedslagsområdet.



I detta stadium når kratern sin maximala dimension. Stora mängder av det smälta och chockpåverkade materialet har slungats ut ur kratern. De smälta delarna av berggrunden (impaktiten) bildar botten i denna primära kavitet. Under detta lager bildas en lins av breccierat urberg. Även i kraterns närmaste omgivning finner man krossade och deformerade bergarter.



Det ur kratern utkastade materialet ("throw-out") faller tillbaka såväl i ("fall back") som runt om ("fall out") kratern vilken delvis fylls ut och omges av en vall ("rim").



För en komplex krater som t ex Clearwater Lakes blir slutstadiet ett annat. Här bildas i mitten av kratern en s k "central uplift" omgiven av en cirkulär depression där impaktit och utkastat material återfinns.

Fig. 54. Förenklad modell av kraterbildning genom meteoritimpakt i huvudsak enligt M. Dence, 1968.

eller New Quebec-kratern, visade sig vara den största av alla då kända kratrar. Formen är närmast cirkelrund och diametern är ca 3,5 km. Djupet är troligen 300-400 m. Kratern omges av en vall som höjer sig ca 100 m över omgivande terräng. Berggrunden i nedslagsområdet består av urberg, huvudsakligen gnejsgraniter. Några tecken på vulkanism finns inte inom området. Djupa, radiella klyftor finns utbildade genom granitvallen runt kratern. Såväl radiella sprickor som talrika kompressionssprickor på hållar utanför kratterranden talar för en kraftig explosiv verksamhet. Kratern ligger inom ett område som varit täckt av inlandsisen men den antages ha bildats efter sista istiden.

Några spår av meteoritiskt material har inte påträffats i kratern eller dess omgivningar. Detta sistnämnda faktum, att en förmodad meteoritkrater saknar spår av meteoritiskt material, kan ha sin förklaring i ett par olika omständigheter. För det första kan man tänka sig, att eventuellt förekommande meteoritjärn brutits ned och förstörts genom kemiska processer om nedslaget ligger långt tillbaka i tiden. En annan förklaring är också, speciellt när det gäller stora meteoriter som med kosmisk hasighet kolliderar med jorden, att en så stor del av den kinetiska energin omvandlas till termisk energi att meteoriten ifråga helt förgasas. En möjlighet som också framförts är ju att vissa impakter åstadkommits av kometdelar från vilka man rimligen inte kan påträffa rester av detta slag.

Förekomsten av meteoritmaterial bör alltså inte betraktas som ett nödvändigt villkor för att en krater ska vara av kosmiskt ursprung.

Ett antal andra förmodade meteoritkratrar eller astroblem, (termen infördd av Dietz), upptäcktes senare under 1950-talet genom systematisk flygbildstolkning av den Kanadensiska skölden. Bland dessa märks bl a Brent-kratern i NO Ontario. Denna bildning är intressant speciellt ur den synpunkten att den knappast i nuvarande skick kan betraktas som en

krater i likhet med de förut beskrivna bildningarna. De cirkulära dragen åstadkommes genom en topografisk insänkning av ett område i förhållande till den kuperade omgivningen. Två mindre sjöar uppfyller till en del insänkningsområdet, som ursprungligen beräknas ha haft en diameter av ca 3 km. Dräneringssystemet utanför kratern, intill ett avstånd av 3-4 km, är övervägande radiellt riktat mot strukturen. Berggrunden inom området består av prekambriska gnejser och graniter. Starkaste beviset för Brentkraterns explosiva bildningssätt är ett flertal utgåenden av en urbergsbreccia runt kratern. Denna utfylls till en del av ordoviciska sediment och tiden för dess bildning anses ligga ca 450-500 miljoner år tillbaka i tiden. Förkastningar, talrika tensionssprickor och en intensiv frakturbildning kan iakttagas i den berggrund som förekommer i kraterns närmaste omgivningar.

Genom ett tiotal kärnborrhål har man fått en mycket ingående kännedom om Brentkraterns uppbyggnad. Som framgår av fig. 55 utfylls den av breccierat material med mot djupet avtagande chockeffekter och övergår närmast botten i en zon vilken man antar ha bildats som en smälta (impaktit) vid impakten. Den genomborrade berggrunden under impaktiten visar också kontinuerligt avtagande chockdeformationer. På grundval av den mycket ingående undersökning som har gjorts av chockfenomenen i Brentkratern har en klassificering i chockzoner utarbetats, Dence (1968), som ofta ligger till grund för undersökningar av andra impaktkratar, speciellt i urbergsområden.

Geofysiska undersökningsmetoder har också tillämpats för att försöka klargöra kraterbildningarnas rätta karaktär. Vid Brentkratern har man bl a använt sig av magnetiska och gravimetriska metoder. Resultatet av den gravimetriska undersökningen över kraterområdet visar hur Bouguer-anomalierna, med sina cirkulära konturer, bildar ett minimum på 5-6 mgal koncentriskt med kratern. Massunderskottet förklaras av den lägre

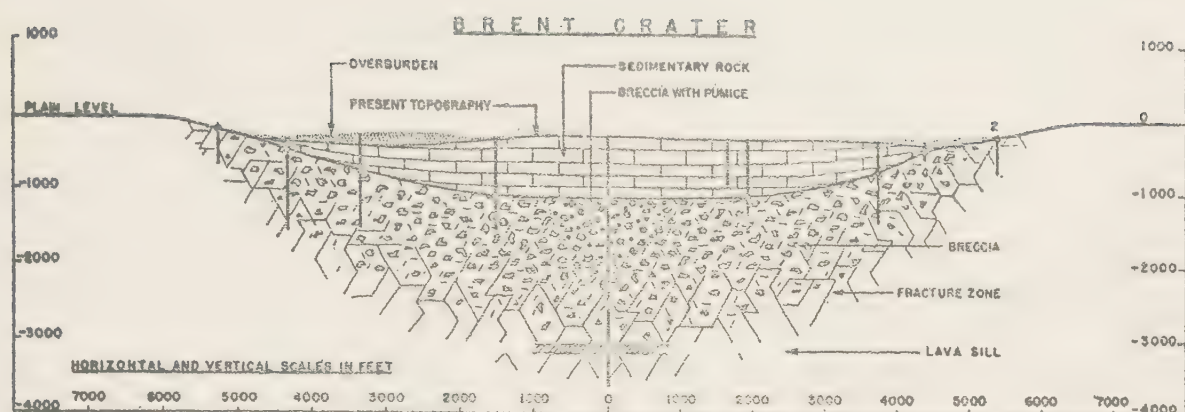


Fig. 55. Tvärsektion genom Brentkratern (efter Beals-Halliday, 1967)

tätheten hos de paleozoiska bergarterna och de krossade och breccierade granitbergarterna som bildar kraterns botten.

De magnetiska undersökningarna har utförts med såväl flyg- som markmagnetiska metoder. Erfarenheten visar att arkeiska gnejsgraniter ofta ger ganska variabla värden på vertikalintensiteten beroende på en ojämn fördelning av små mängder magnetit, ofta längs kontaktzoner och s-tytor. De magnetiska variationerna har därför en tendens att framhäva de strukturella dragen i berggrunden. En krater som bildats i en dylik berggrund antages därför ge en magnetisk bild som klart avviker från omgivningens på grund av sitt innehåll av sedimentbergarter och breccierad berggrund. I Brentkratern finner man ett mycket stabilt värde på vertikalintensiteten över själva kratern, med en maximal variation på 80 gamma, medan omgivande gnejsgranit visar en mera varierande magnetisk bild med anomalier på 200-400 gamma.

De ingående undersökningar som utförts av Brentkratern har gjort att den ofta betraktas som modell för en "enkel" impaktkrater. Av fig. 54 framgår hur man rent schematiskt tänker sig bildningsförloppet för en

struktur av detta slag. Som "enkla" kratrar betraktas vanligen de som saknar "central uplift". I allmänhet har de en diameter som underskrider 5 km. Större strukturer med "central uplift" brukar kallas "komplexa" kratrar. Som typexempel på dessa betraktas bl a Clearwater Lake och Manicouagan i Kanada.

På den kanadensiska skölden har man hittills upptäckt närmare tjugotalet kratrar vilka betraktas som kosmiskt bildade. Fig. 56. Av dessa har 6 en diameter på mer än 20 km. Ser man på fördelningen i tid när dessa och även andra kratrar på jorden bildades finner man en ganska ojämn fördelning. I senpaleozoisk och tidig mesozoisk tid t ex tycks impaktfrekvensen ha varit betydligt större än i senmesozoisk och tidig tertiär tid.

En kraterfrekvens av ungefär samma storleksordning som för kanadensiska skölden bedöms vara realistisk för Fennoskandia (Hartmann, 1965).

Av Europas förmodade impaktkratrar är utan tvekan Riesbäckenet i södra Tyskland den märkligaste. Denna närmast cirkulära struktur med en diameter på ca 24 km är en av de mest omskrivna i den geologiska litteraturen. Riesbäckenet är utbildat i granitiska bergarter som överlagras av yngre sediment med en mäktighet av ca 700 m. Breccior av såväl kristallina som sedimentära bergarter förekommer allmänt i och runt strukturen.

En av de märkligaste bergarterna i Ries är den s k sueviten - en tuffliknande breccia som i en finkornig grundmassa innehåller karakteristiskt formade glassliror (Flädle). Sueviten tolkades ursprungligen som en vulkanisk bergart men efter fynd av coesit och stishovit (1961) betraktas den numera allmänt som en "fall-back" breccia i den, som man allmänt antar, kosmiskt bildade strukturen.

Huruvida egentligen impaktit och shatter cones förekommer är mera tveksamt.

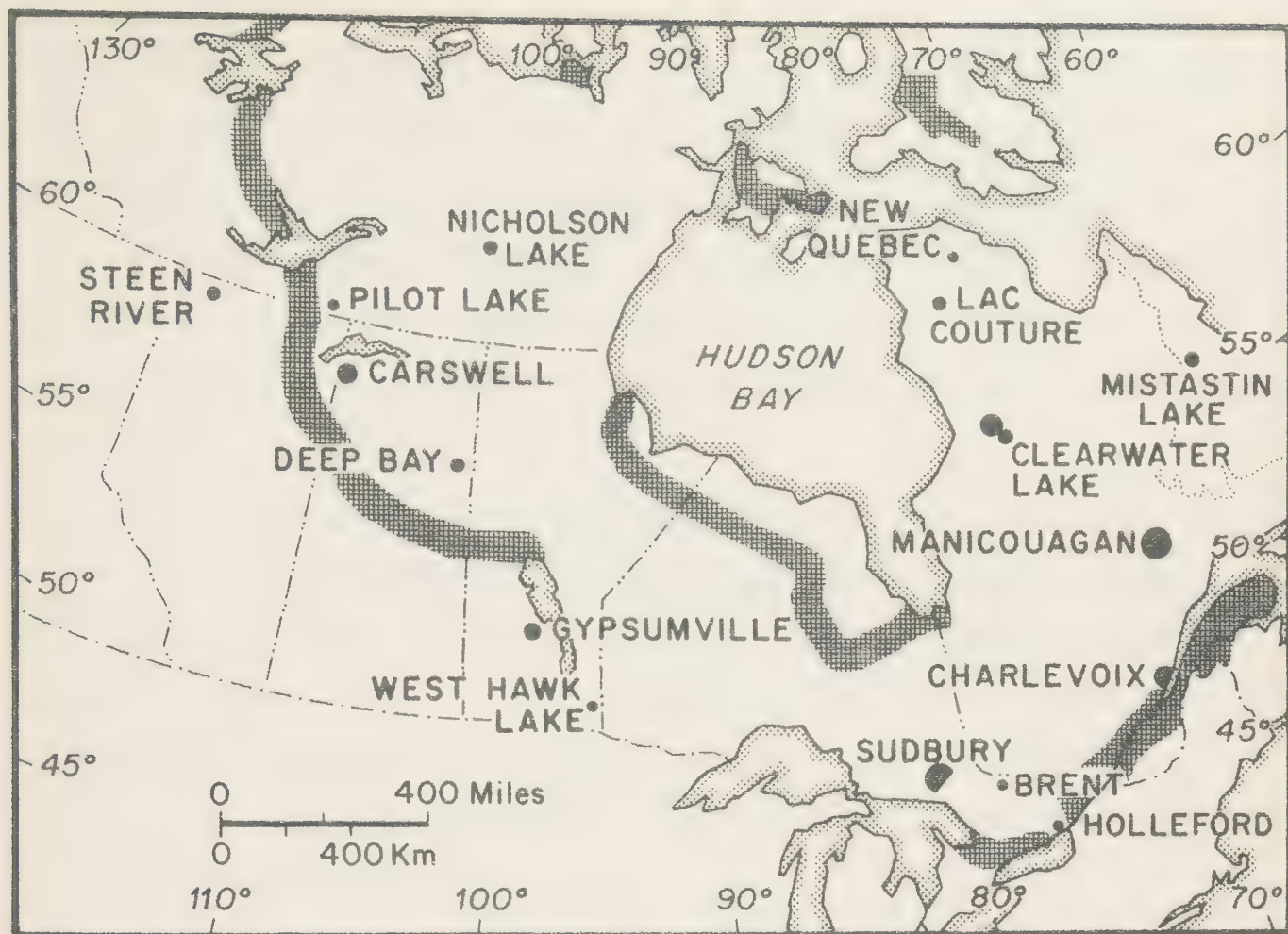


Fig. 56. Kratrar i Kanada med förmodat kosmiskt bildningssätt. Kartan erhållen genom tillmötesgående från Earth Physics Branch, Dept. of Energy Mines and Resources, Kanada.

Från Riesstrukturen föreligger mycket omfattande geofysiska undersökningar. En negativ gravimetrisk anomali på 18 mgal redovisas över centrala Ries. Magnetiska anomalier med svaga negativa värden sätts i samband med inverst magnetiserad suevit.

Åldersbestämningar av glasbomber i sueviten har givit ca 14,8 milj. år. I detta sammanhang kan nämnas att åldern på moldaviterna i Tjeckoslovakien tycks vara ungefär lika stor. Detta anses styrka teorin om att de märkliga tektiterna som finns på ett fåtal platser på jorden skulle vara bildade i samband med kosmiska impakter. Moldaviterna skulle alltså ha uppstått vid Riesimpakten genom uppsmältning av berggrunden och slungats iväg minst 275 km österut! (Vand, 1965, Preuss o. Sassenscheidt,

1966). Mot detta talar emellertid bl a den geochemiska sammansättningen av moldaviterna jämfört med t ex glasbomberna i sueviten.

Enligt bl a Illies (1969) bildades samtidigt med Ries ett par andra strukturer nämligen Steinheim ca 40 km väster och Malsdorf ca 60 km öster om Ries. Den kosmiska kropp som bildade dessa strukturer bör ha kolliderat med jorden med en riktning från NNV och under en vinkel på ca 15° .

Köfels i Österrike är en annan struktur i Europa som sätts i samband med ett kosmiskt bildningssätt. Här finns en semicirkulär insänkning med ca fyra km i diameter i västra flanken av den djupa U-formade dalen Ötztal. I anslutning till Köfels uppträder ett par gångliknande sprickfyllnader i den granitiska gnejsen. Gångarna som endast är ca 10 cm breda består av pilmstensliknande glas med inneslutningar av mineral- och bergartsfragment.

Horn och Kleinmann (1971) har påvisat chockfenomen i form av "planar features" och diaplektiskt glas i kvarts och fältspat. Köfelsstrukturen har tidigare betraktats som en vulkanisk bildning (Hammer, 1923, Ampferer, 1939 och Pichler, 1963) men Preuss (1971) anser att glaset är en form av pseudotachylit som bildats i samband med en stor förkastning. Impaktteorin framlades först av Weiss (1937) och senare bl a av Milton (1966) samt av Kurat och Richter (1968, 1969). Äldersbestämning av Köfelsinglasat enligt "fission-track"-metoden ger 8000 ± 6000 år enligt Storzer, Horn och Kleinmann (1971).

En av de senast beskrivna impaktstrukturerna i Europa är Rochechouart i södra delen av centrala Frankrike. Kratern som bedöms vara ca 15 km i diameter är belägen i hercyniska graniter och gnejser och anses vara mycket djupt eroderad. Breccior av olika slag, delvis suevitliknande, samt impaktiter förekommer i stor utsträckning. Alla stadier av chock-

metamorfa fenomen beskrivs från dessa bergarter. Impaktitens ålder (K-Ar) anges till mellan 154 och 173 miljoner år. En "central upliff" i de centrala delarna talas för att kratern är av komplex art (Kraut och French, 1971). Brecciorna i Hockecheonart har i mer än hundra år tilldragit sig geologernas uppmärksamhet men har tidigare betraktats som resultat av vulkanisk aktivitet.

Impaktteori framfördes av Kraut (1967) efter fynd av chockeffekter i breccian.

Med Mienstrukturen jämförbara bildningar i Fennoskandia.

Fredriksson-Wickman (1963) beskriver fem strukturer i Sverige som antas vara kosmiskt bildade. Förutom sien ingår bland dessa även Dellen-sjöarna, Siljan, sjön Hummeln och Tvären.

I Finland har under de allra senaste åren tanken på ett meteoritiskt bildningssätt kommit att sättas i samband med framför allt Lappajärvi (Lehtinen, 1970) och Luikkajärvi (Papunen, 1969). Nära till hands ligger också att i detta sammanhang nämna Jänisjärvi även om den numera faller inom Sovjetunionens gränser. Fig. 57.

Låt oss nu granska dessa strukturer mot bakgrunden av de kriterier vilka vanligen betraktas som mest betydelsefulla för en impaktkrater. Lämpligen kan vi då börja med Hummeln, Tvären och Siljan eftersom dessa enligt min mening avviker ganska väsentligt från de övriga strukturerna.

Hummeln är en långsträckt sjö i Östra Småland i vars södra del finns en djuphåla med en diameter på ca 1000 meter och ett djup på drygt 60 meter. På sjöns södra stränder anstår breccia och här finner man också block av sandsten och kalksten av kambrosilurisk ålder. Några spår av vulkaniska bergarter har inte kunnat upptäckas. En nyligen utförd gravimetrisk mätning på Hummelns is gav en negativ anomali över djuphålan. H.B. Svensson, (1966) som närmare undersökt Hummelområdet antar ett



Fig. 57. Kryptoexplosiva strukturer i Fennoskandia.

meteoritiskt bildningssätt som det mest troliga för "kratern" i sjöns södra del. Inga indikationer på chockmetamorfos har konstaterats i de breccierade bergarterna.

Man finner alltså att den breccierade berggrunden i och i anslutning till sjön i stort sett är det enda argumentet som möjligen kan tala för ett kosmiskt bildningssätt. Den negativa gravimetriska anomalien är ju endast en naturlig följd av breccieringen och säger ju i och för sig inget om hur denna bildats. Utan att i detta sammanhang gå in på någon diskussion om andra bildningssätt kan man väl bara konstatera att det knappast finns några definitiva kriterier för Hummeln som impaktstruktur.

Beträffande Tvären så är det en fjärd utanför Studsvik i Södermanlands skärgård. Även här finns en djuphåla, ca två km i diameter och 80 meter djup. I anslutning till Tvären har man funnit block av ordoviciska bergarter vilka antas ha sin moderklyft i djuphålan. Även här saknas dock de indikationer i form av högtrycksmineral, shatter cones eller chocklameller vilka betraktas som signifikativa för meteoritimpakter. Både Tvären och Hummeln återfinner man dock på en lista över "possible impact craters" som sammanställts av Dence (1972).

En av de märkligaste geologiska strukturerna i vårt land är den s k Siljanringen i Dalarna med en diameter på ca 35 km. Av berggrundskartan framgår hur man runt en central granitmassa har en ring med sedimentära bergarter av paleozoisk ålder. Bergartslagren i denna yttre ring är delvis uppresta och förkastade. Strukturen har tidigare betraktats som en jättestor kaldera, dvs ett instörtningssäcken i berggrunden som bildas i samband med vulkanisk aktivitet. Enligt teorin om ett kosmiskt bildningssätt skulle Siljanringen närmast vara att jämföra med Vredefort i Sydafrika och Clearwater Lake i Kanada. Dessa strukturer är inte att betrakta som enkla kratrar utan liknar närmast den modell som man tänker sig för komplexa kraterstrukturer, fig. 54, där granitdomen i centrum bildar en s k "central uplift". Helt nyligen har man funnit shatter cones i Siljanstrukturens centrala delar i ett flertal bergartstyper, Dietz (1970) och Chao (1971, muntligt meddelande).

Shatter cones (termen införd av Bucher 1936) eller slagkäglor som de kallas på svenska är koniska bergartsstrukturer med radiellt från konens spets divergerande striering. Speciellt väl utvecklas de i tät, homogena bergarter som kalksten och sandsten men kan som framgår av ovanstående återfinnas även i andra bergartstyper. Shatter cones betraktades först som indikation på endogena explosioner, men har på senare år - framför allt genom undersökningar av den amerikanska krater-

forskaren R. Dietz - kommit att sättas i samband med den chockvåg som utvecklas vid en meteoritimpakt. Dietz antar att bildningen av shatter cones kräver ett tryck på 20-80 kb och att konernas spetsar i allmänhet är orienterade mot impaktcentrum. I relativt små kratrar förekommer shatter cones endast inom "central uplift" medan de i större strukturer kan återfinnas 20-35 km från centrum.

Svensson (1971) beskriver deformationslameller i kvartskorn från graniter i Siljanstrukturens "central uplift" där lamellerna företrädesvis är utbildade längs planen $\{10\bar{1}3\}$ och $\{01\bar{1}3\}$. Båda dessa typer av chockfenomen tycks alltså vara väl utbildade i Siljanområdet och utgör enligt Dence m fl de starkaste argumenten för en kosmisk struktur. Kvar står emellertid bedömningen huruvida dessa chockfenomen ska anses som absoluta kriterier för chockvågor som utbildas vid eventuella kosmiska impakter. Kritiska uttalanden mot detta har framförts bl a av Currie (1968), Zimmerman (1971) och t o m Dietz (1972) uttrycker sig försiktigtvis så att "there remains an outside chance that some unknown geologic shock process could create them". Även om flera teorier om ett endogent bildningssätt framförts för Siljanstrukturen, senast Borgenfrei (1971), bör man väl kunna fastslå att de påvisade chockeffekterna talar för en tryckutveckling vid strukturens bildning som möjligen kan sättas i samband med en meteoritimpakt. Jag föredrar dock tills vidare den neutrala beteckningen "kryptoexplosiv struktur" för Siljanringen. De övriga fem strukturerna i Fennoskandia som antagits vara astroblem visar så många likheter i sin uppbyggnad att de lämpligen kan behandlas i en grupp. Fig. 58.

Sedan gammalt har Mien och Dellen i Sverige kommit att jämföras med Lappajärvi och Jänisjärvi i Finland. Samtliga dessa har länge varit kända för sina förekomster av postkambriska vulkanitliknande bergarter vilka alla uppträder synnerligen lokalt i anslutning till respek-



Fig. 58. Fem kryptoexplosiva strukturer i Fennoskandia som uppvisar många likheter. Prickmönster anger lavaliknande bergarter i fast klyft - streckning lavaliknande bergarter i block.

tive sjöbäcken. Likheten mellan dessa fyra lokaler inskränker sig inte enbart till bergarternas karaktär av, som de förmodats vara, sura troligen tertiära vulkaniska bildningar. De sjöbäcken som uppträder i anslutning till eruptiven uppvisar också gemensamma egenheter. Den vanligaste sjötypen inom Fennoskandia karakteriseras av ojämna konturer med talrika öar och uddar. Denna sjötyp är den vanligast förekommande inom områden som varit täckta av inlandsisen. De tektoniskt utbildade frakturzonerna har blivit djupare eroderade än omgivningen och detta, jämte isens ojämna ackumulation av glacifluviala avlagringar, har utbildat denna typ av sjöar.

De aktuella sjöarna avviker i ganska stor utsträckning från den normala typen. De karakteriseras av öppna mer eller mindre runda former. Strandkonturerna är oftast ganska jämna och insulariteten är ringa.

I samtliga fyra sjöar uppträder de vulkaniska bergarterna som "neckbildningar" i de centrala delarna av respektive sjöbäcken.

År 1886 rapporterade P. Svenonius de första fynden av andesit i Hälsingland. (I Hösången hade dock andesitblock uppmärksamats av Holst och Blomberg redan 1882-83). Bergarten påträffas i fast klyft på halvön Norrbolandet och på ön Reveln i Dellen sjöarna, ofta pelarformigt förklyftad. Topografiskt sett bildar Dellen sjöarna och Norrbolandet en depression i den omgivande urbergsterrängen, som uppbyggs av granit och gnejsgranit. Sjöns yta ligger 42 m ö h medan peneplanets höjd varierar mellan 300-400 m ö h. Sjöns största djup är ca 50 m. Insänkingsområdets yta uppskattas till ca 310 km². Andesiternas utbredningsområde har beräknats till 44 km². 1955 utförde Redaelli en undersökning av Dellenandesiterna, varvid han genom grodmansundersökningar kunde konstatera andesitens utbredning på sjöbotten norr om Norrbolandet.

Bland andesiterna vid Dellen förekommer såväl glasiga och devitrifierade lavar som pyroklastiska bergarter. Av den mikroskopiska undersök-

ningen framgår att andesiterna innehåller talrika xenoliter, främst av kvarts och kvartsit, som omges av en reaktionszon med pyroxenkristaller. Utmärkande är även plagioklasens karakteristiska utbildning i tavelramsliknande kristaller med glasinneslutningar. Talrika sfäroliter av fältspat förekommer också jämte hålrum med zeoliter.

Brögger införde beteckningen dellenit för dessa bergarter, som han ansåg vara en övergångsform mellan egentliga ryoliter - andesiter. Lundegårdh (1967) antar att Dellensjöarna har anlagts genom instörtningar i berggrunden i samband med tertiär vulkanism. Samtidigt härmed har rörelser i berggrunden skett varvid bl a en nordvästligt orienterad svaghetszon bildats (Svågans dalgång). Lundegårdh beskriver för övrigt en annan yngre eruptivbergart nära samhörig med delleniten som anstår vid Friggesund några km NV Dellensjöarna.

1968 beskrev N.B. Svensson deformationslameller i kvartskorn från inneslutna urbergsfragment i delleniten. Han anger $\{10\bar{1}3\}$ och $\{01\bar{1}3\}$ som mest frekventa plan längs vilka deformationslamellerna utbildats. Svensson anser dessa lameller som mycket starka argument för att Dellenstrukturen är resultat av en meteoritimpakt.

1920 upptäckte Eskola block av en afanitisk vulkanit SO om sjön Jänisjärvi i östra Karelen. Moderklyften till dessa block återfanns på öarna Selkässaari i mitten av sjön. Den bergart som anstår på dessa öar beskrivs som en kompakt, mörkgrå lava, som uppvisar parallellipipedisk förklyftning. Bergarten saknar fenokrister och är mycket spröd. Den innehåller emellertid rikligt med rundade inneslutningar, dels fragment från den omgivande berggrunden i form av glimmerskiffer och kvartsit, dels fragment av lava. Man finner också amygdaloider med kalcit och kalcedon. På öarnas södra delar övergår bergarten i mera agglomeratiska varianter. Tydlig fluidalstruktur är ofta iakttagbar.

Eskola tolkar dessa öar som vulkaniska neckbildningar och anser att fluidalstrukturens konformitet talar för att det rör sig om två separata necker.

Av den mikroskopiska undersökningen framgår att lavan består av en kryptokristallin till glasig grundmassa, i vilken små kristaller av hornblände, biotit, hypersten, plagioklas och ilmenit förekommer. Om man ser på de kemiska analyserna av daciten, är det främst den höga Al-halten (18-19 % Al_2O_3), som är anmärkningsvärd. Eskola antar att dacitens egendomliga sammansättning beror på en omfattande assimilation av den omgivande berggrunden, främst då av de Al-rika glimmerskiffrarna.

Några senare undersökningar av Jänisjärvi har inte publicerats.

v. Engelhardt (1972) anser dock att även denna struktur bör vara bildad genom impakt med motiveringen att daciten visar vissa likheter med bergarterna från Lappajärvi, Beller och Liden.

Redan 1858 beskrev H.J. Holmberg i sitt arbete "Materialier till Finlands geognosi", blockfynd av en "porfyr" på ön Kärnäsaari i sjön Lappajärvi, belägen i södra Osterbotten. 1913 upptäckte Berghell den vulkaniska bergarten i fast klyft på norra stranden av Kärnäsaari. Även på en mindre ö, NO om Kärnäsaari, förekommer bergarten i fast håll.

Omfattande studier över den vulkaniska bergartens blockutbredning har utförts av A. Laitakari, K. Mölder och M. Saksela.

Bergarten som fått namnet kärnäit, beskrivs som en tät, grön- till blå-svart, icke porfyrisk vulkanit. Utmärkande är den stora rikedom på främmande inneslutningar av mineral och bergartsfragment. Huvudsakligen förekommer korn av kvarts och fältspat. Bergartsinneslutningarna är av samma slag som den omgivande berggrunden, nämligen gnejsgranit, pegmatit och kvartsit. Kärnäiten innehåller vidare talrika cm-stora hålrum, utfyllda med kalkspatkristaller och kalcedon.

Av intresse är vidare det faktum att förekomsten av egentlig lava är mycket ringa i förhållande till pyroklastiskt material.

Största djupet i Lappajärvi uppgår till ca 40 m. Två markanta djupgravar sträcker sig i riktning NVV på ömse sidor om ön Kärnäsaari.

Beträffande utbredningen av kärnäitblock S om sjön lägger man särskilt märke till det stora område inom vilket blocken förekommer mer eller mindre talrikt såväl i morän som i rullstensgrus.

1968 fann H.E. Svensson deformationslameller även i kärnäiten.

Lehtinen (1970) beskriver och klassificerar kärnäiten ingående. Tecken på choekmetamorfos redovisas i form av diaplyktiskt glas, deformationslameller i kvarts och fältspat, kinkband i biotiten samt coesit. I kärnäiten, som Lehtinen betraktar som impaktit, redovisas dessutom avsevärt lägre Co/Si förhållande än i omgivande berggrund.

1971 redovisar Svensson en morfologisk studie av Lappajärvi där han anser att kärnäiten måste representera ett bottenlager av "impact melt" och anger dessutom strukturens nuvarande diameter till ca 10 km. I den ovan nämnda sammanställningen av Dence (1972) nämns Jönisjärvi bland "possible impact craters" medan Lappajärvi har lämnat på listan över "probable impact craters".

Om Sääksjärvistrukturen är relativt litet känt. I en uppsats från 1969 redovisar E. Papunen resultatet av mineralogiska undersökningar av lavaliknande block från Sääksjärviområdet i SV Finland. Sääksjärvi är en relativt öppen sjö med en diameter på ca 10 km. Berggrunden består av gnejser och graniter. Med tanke på de aktuella blockens utbredning öster och sydost om sjön anses det sannolikt att dessa har sin moderklyft i sjön.

Av blockundersökningen framgår att ett antal olika varianter förekommer. En av dessa beskrivs som andesit- eller dacitliknande med en kryp-

tekristallin grundmassa där aggregerat av kvarits förekommer som ströikom.
En annan variant karakteriseras av otaliga fragment av gnejs och granit inneslagna i en blåaktig grundmassa. Iven breccierade bergartstyper tycks förekomma.

Shockeffekter i form av deformationslameller i kvarts och kinkband i biotit beskrivs. Onormalt låga Si-halter redovisas för övrigt i den lavliknande varianten. Författaren anser ett kosmiskt bildningssätt som tänkbart men vill inte utesluta möjligheten av att endogen explosiv verksamhet är orsaken till strukturernas bildning.

Kosmiska jättestrukturer på jorden

En alldeles speciell typ av förmodade impaktfenomen utgör de jättestrukturer som anses bildade genom en kombinerad effekt av kosmisk och endogen aktivitet. Som exempel kan nämnas Sudbury i Kanada och Vredefort i Sydafrika.

Sudburystrukturen som mäter 60 x 30 km innehåller världens största förekomst av nickelmalms i en komplex serie av bergarter vilka tolkats som vulkaniska. Speciellt har noterats att det är en ovanlig polymikt breccia. Shatter cones och olika shockfenomen är mycket frekventa.

De två ovan nämnda strukturerna bör alltså inte betraktas som impaktkartrar i vanlig bemärkelse utan som bildningar där kosmiska kroppar av jätteformat vid sin kollision med jorden initierat endogen aktivitet.

För Sudburystrukturens del tänker man sig inte att det rör sig om en meteorit eller ett komethuvud som kolliderat med jorden utan snarare om en asteroid med en diameter på ca 5 km - en "Sudbury moon"! (Diets, 1970).

När det gäller dessa jättestrukturer kommer man helt allmänt in på den intressanta frågan vilken roll man ska tillmätta de kosmiska impakterna

som strukturbildande faktor på jorden! Här torde meningarna vara ytterst delade åtminstone bland geologerna.

Ovanstående redovisning av förmodade impaktstrukturer har huvudsakligen behandlat förhållandena i Kanada och Europa. Detta betyder emellertid inte att övriga delar av världen saknar bildningar av detta slag.

Från Australien har nyligen beskrivits två strukturer - Liverpool Crater och Strangways Crater. (R. Brett - D. Guppy - D. Milton). Båda dessa kratrar 1,6 respektive 16 km i diameter uppvisar indikationer på impaktmetamorfos och suevitliknande bergarter.

Från Afrika känner man bl a Bosumtwikratern i Ghana och Tenoumer i Mauritania - 10 respektive 2 km i diameter.

Från Sydamerika är däremot fynden få av större kosmiska kratrar. Förutom Monturaqui i Chile som är ca en halv km i diameter har endast Quatavitaokratern i Colombia rapporterats. Den senare har för övrigt avförts från listan på impaktkratrar (R. Dietz - J. Kolb, 1972) och betraktas nu som en kollapsad saltkupa.

Indikationer på chockmetamorfos ("planar elements" och diaplektiskt glas) i prekambrisk gnejs i närheten av Agto på västra Grönland tyder enligt V. Jensen (1971) på en meteoritimpakt, troligen i prekambrisk tid. Några topografiska eller geofysiska indikationer på en cirkulär struktur föreligger inte.

Popigaiibäckenet i norra Sibirien är en av de få och samtidigt den största av de "fossila" kratrar som man känner till i Asien. Denna cirkulära struktur har en diameter på ca 80 km. Talrika breccior och bergarter som tidigare beskrivits som andesiter förekommer i kratern och uppvisar tecken på chockmetamorfos. Negativa magnetiska och gravimetriska anomalier har uppmätts över strukturen. Speciellt intressant är de rapporterade fynden av gula diamanter i den s k tagamiten (impaktiten) (V. Masaitis - B. Futurgendler, 1972).

Kritik mot impaktteorin.

Även om oppositionen mot de kosmiska impakterna som en betydande strukturbildande faktor varit relativt ringa, så kan man dock finna åtskilliga debattinlägg där författarna är avgjort kritiska mot den i många fall mycket svagt underbyggda impaktteorin.

W. Bucher (1963) är kritisk mot de tyska strukturernas (Kies och Steinheim) kosmiska bildningssätt. Han påpekar bl a hur dessa, jämte Urachområdet med sin breccia "pipes" av otvivelaktigt endogent ursprung, är belägna på en linje parallellt Donauflexuren.

Längs en lika väl definierad flexurzon anser han sig ha belägg för att de amerikanska strukturerna Wells Creek och Black Dome är belägna. Dessa strukturer har båda beskrivits som kryptovulkaniska av Bucher.

Beträffande Vredefort i Afrika påvisar Bucher hur denna domeliknande struktur faller inom en av jordens största zoner med basiska intrusivfrån Great Dyke i norr via Bushveldt till Trompsburg norr om Oranjerivoden i söder.

Eventuella kosmiska strukturer på jorden bör rimligen vara slumpvis utspridda. Det förefaller därför märkligt att så många impaktstrukturer skulle vara belägna just i anslutning till stora regionala strukturzoner i jordskorpan.

Liknande tankar framför för övrigt E.H. Currie beträffande några av de "fossila" impaktkraternas i Kanada. Currie som helt allmänt varit mycket kritiskt inställd till teorin om ett kosmiskt bildningssätt för flertalet av de kanadensiska kraternas, redovisar i en uppsats från 1971 en intressant undersökning av Brentkraterns geologi. Han påvisar en fenitiseringszon runt kratera som han finner helt identisk med fenitiseringszonen runt Callender Bay ca 70 km västerut. Breccian i Brentstrukturen är sammansatt av alkalina ultrabasiska gångar som till kemisk sammansättning,

petrografi och radiometrisk ålder är helt identiska med de som uppträder i Lake Nippissingområdet vilket liksom Brentkratern ligger i anslutning till grabensystemet Ottawa - Bonnechere. Inom samma alkalina provins finns, förutom Callender Bay, kratrar av samma storlek och karaktär även på Manitou Islands och Iron Islands bildade i samband med alkalin endogen aktivitet.

Intressant är vidare de åldersbestämningar (K-Ar) som presenteras. Brentkratern har tidigare (Hartung, 1968) ansetts vara ca 450 miljoner år men åldern på lamprofyrgångarna i kratern har nu visat sig vara ca 560 miljoner år. Detta är den allmänt accepterade åldern på liknande gångar i Lake Nippissingområdet. Currie diskuterar inte de olika chockfenomenen som påvisats i Brentkratern men framhåller att en impakt naturligtvis kan ha varit inblandad och initierat den alkalina magmatiska aktiviteten. Som mest trolig betraktar dock Currie teorin om att Brentkratern bildats som ett resultat av explosiv, alkalin vulkanism.

Currie har även framfört avvikande meningar vad beträffar strukturerna New Quebec, Lac Couture, Clearwater Lake och Manicouagan som alla är belägna i anslutning till en större regionaltektonisk zon och vars bildning han snarare anser hänga samman med endogena processer.

H. Bostock (1969), som gjort en ingående undersökning av Clearwater Lake, finner som mest troligt att denna struktur bildats genom en kalderakollaps i samband med vulkanisk aktivitet.

McCall (1965) är bl a kritisk mot ett förmodat kosmiskt ursprung för Wolf Creek-kratern i Australien och betraktar också Haggers invändningar mot Meteor Crater som välgrundade. I ett uttalande om Lappajärvistrukturen (1968) avvisar han "planar features" som kriterium för impaktstrukturer.

Kryptovulkaniska och kryptoexplosiva strukturer.

I en geologisk beskrivning från 1905 möter vi för första gången termen "kryptovulkanisk". De båda tyska geologerna Branca och Fraas gav då en detaljerad beskrivning av en närmast cirkelrund kraterstruktur vid den lilla staden Steinheim i Sydtyskland. På grund av kraftig brecciering och talrik förekomst av märkliga konformade strukturer i kalksten (Strahlenkalk), sedermera vanligen benämnda "shatter cones", tolkades strukturen som ett resultat av explosiva krafter. Eftersom inget vulkaniskt material kunde upptäckas betraktades strukturen som "kryptovulkanisk".

Ett stort antal strukturer i USA som visade stora likheter med Steinheimbäckenet beskrevs av Bucher (1925, 1933 och 1936). Av dessa kan som exempel nämnas Kentland i Indiana, Flynn Creek i Tennessee, Serpent Mound i Ohio, Jeptha Knob i Kentucky och Decaturville i Missouri. Samtliga dessa strukturer är cirkulära och täcker en relativt begränsad yta i de subhorisontella paleozoiska sedimenten. I en central zon är bergartslagren oftast uppresta, omgivna av en yttre zon med nedpressad stratigrafi. Bucher tänker sig ett bildningssätt genom vulkaniska gasexplosioner. Något vulkaniskt material förekommer inte heller i dessa strukturer.

Något senare framlades teorin av Boon och Albritton (1936, 1937) att flertalet av de kryptovulkaniska strukturerna var att betrakta som kosmiskt bildade.

Efter systematiskt sökande påvisade Dietz (1947, 1959, 1960, 1961) att shatter cones förekommer i de flesta s k kryptovulkaniska strukturer vilket han anser som ett gott kriterium för ett kosmiskt bildningssätt. Dietz (1961) föreslog den mera neutrala termen "kryptoexplosiv" för de strukturer som uppvisar tydliga bevis för ett explosivt bildningssätt men som inte innehåller vulkaniskt material. Bucher (1936) accepterade

denna nya benämning.

Olika argument för Mienstrukturens kosmiska respektive endogena bildningssätt.

Som ett lämpligt underlag för diskussionen om de genetiska synpunkterna på Mienstrukturen kan lämpligen de vanligaste kriterierna för impaktstrukturer ligga till grund.

Vilka kriterier räknar man då i första hand med för identifiering av en kosmiskt bildad krater? Förslag har framförts av flera författare bl a French - Short (1968), Zotkin (1969) och Millman (1971). I en aktuell sammanfattning av Dence (1972) föreslås följande kriterier:

1. Förekomst av meteoritiskt material.
2. En mer eller mindre cirkulär struktur.
3. Vall ("rim") runt kratern uppbyggd av utslungat material.
4. Lins av breccia i enkla kratrar. "Central uplift" i komplexa kratrar.
5. Negativa gravitationsanomalier.
6. Variabelt men vanligen dämpat magnetiskt fält som sammanfaller med det regionala fältet.
7. Lägre seismiska hastigheter än omgivande berggrund.
8. Shockmetamorfos. Betraktas som huvudkriterium för impakter med kosmisk hastighet. Inkluderar "shatter cones", högtrycksmodifikationer av SiO_2 , diaplektiskt glas, "planar features" samt fullständig uppsmältning av berggrunden i nedslagsområdet till glasiga smältor (impaktit).

1. Förekomst av meteoritiskt material.

Inga meteoritfragment av något slag har påträffats i Mienområdet. De stickprovsundersökningar på eventuella metallglobuler i de kvartära avlagringar som gjorts har samtliga varit negativa. Givetvis är förutsättningarna att man ska finna meteoritiskt material mycket små i en gammal struktur (ca 90 milj år) av detta slag. Även om en del meteorit-

fragment skulle kvarstå efter värmeutvecklingen i samband med impakten är det mest sannolikt att de i så fall skulle förstöras genom vittring under årmiljonernas lopp. Impaktkratrar antages ju för övrigt kunna bildas genom andra kroppar än meteoriter t ex av kometer eller delar av dessa (Krinov, 1966).

Under punkterna 2 och 3, som lämpligen kan behandlas i ett sammanhang, antages att en impaktkrater bör ha mer eller mindre cirkulär utformning samt att den omges av en vall (rim). Dessa argument har givetvis tillämpning på i första hand någorlunda recenta kratrar. För gamla strukturer där erosionen verkat under årmiljoner får man givetvis räkna med avsevärda modifikationer. Man kan ju också diskutera huruvida dessa strukturdrag ska betraktas som något karakteristiskt just för impaktkratrar. Endogent bildade kratrar kan givetvis också ha en utformning som helt överensstämmer med ovan nämnda beskrivning.

Betraktar vi Mienbäckenet ur den första av de ovan anförda synpunkterna så finner man att en depression i urberget föreligger (fig. 50) som dock knappast visar någon antydning till cirkulär begränsning. Mienstrandlinjer samt flertalet av de framträdande konturerna i sjöns botten-topografi visar tvärtom en tendens att väl sammanfalla med det omgivande landskapets tektoniska huvudlinjer. Om Mienstrukturen utbildats genom en kosmisk impakt borde man bl a kunna finna en onormalt intensiv sprick- och frakturbildning av berggrunden i kratern och dess närmaste omgivning, radiella spricksystem samt omfattande brecciering av berggrunden inom kraterområdet. Genom omfattande teoretiska beräkningar, bl a av Baldwin och Shoemaker, har god överensstämmelse erhållits mellan den beräknade deformationen av berggrunden och resultaten av kärndetonationsförsök. Av dessa beräkningar kan man bl a bilda sig en uppfattning om förhållandet mellan diameter och djup i en kosmiskt bildad krater och den troliga utbredningen av frakturzoner med

olika intensitet, vilka kan väntas förekomma.

Enligt Beals-Innes-Rottenberg bör en intensiv frakturbildning i berggrunden föreligga inom en zon av ca två gånger kraterns radie. Eftersom ingen onormal sprickbildning har kunnat konstateras i de hållar som finns i omedelbar anslutning till Mien får man i så fall anta att en eventuell impaktkrater har en mera begränsad utbredning i centrala delen av sjön. Även om kratern alltså inte behöver sammanfalla med sjöbäckenets nuvarande utbildning borde man rimligen kunna förvänta någon form av överpräglade strukturer. Helt klart torde nämligen vara att huvuddragen i det tektoniska mönster som präglar Mienområdet till sin huvudsakliga del varit utformat långt innan ryoliten bildades.

Det får emellertid anses som helt uteslutet att ryoliten som sådan skulle vara någon form av pseudotachylit samhörig med intensiv tektonisering.

Miens öppna form och "stora" djup (42 m) har ofta anförts som argument för en krater av något slag. Utan tvekan kan man väl också fastslå att Mien till sin karaktär i viss mån avviker från den normala sjötypen i denna del av Sverige. Att detta beror på en insänkning i berggrunden kombinerat med bergarter (ryolit) som i viss utsträckning haft ringa motståndskraft mot inlandsisens nedbrytande förmåga torde vara helt klart. Huruvida dessa bergarter bildats vid en impakt eller genom endogena processer torde i detta sammanhang ha relativt ringa betydelse. Möjligen skulle den karaktär av neckbildning som förekommer såväl i Mien som Lappajärvi och Jänisjärvi hellre kunna sättas i samband med ett endogent bildningssätt.

Några spår av en vallstruktur runt Mien kan inte observeras. Möjligheterna att en dylik skulle vara bevarad i anslutning till en krater av så hög ålder är givetvis inte heller speciellt stora. Om ryoliten utgör impaktitzonen i en kosmiskt bildad krater så utgör ju denna zon

enligt den allmänt vedertagna modellen för en enkel krater (fig. 54) ett bottenskikt i denna. Under dessa förutsättningar bör alltså den depression i urberget som idag utfylls av sjön Mien betraktas som rotzonen till den ursprungliga kratern.

Sammanfattningsvis kan sägas att argumentet under punkt (2) om en cirkulär struktur inte på något sätt kan betraktas som avgörande för en impaktkrater och vad punkt (3) beträffar så är den knappast relevant för en djupt nederoderad struktur.

Beträffande punkt (4) - förekomst av breccia och eventuell "central uplift" - så kan helt allmänt konstateras att de i Mienstrukturen förekommande brecciorna inte uppvisar några indikationer som mera direkt kan sätta dem i samband med en kosmisk impakt. Tecken på chockmetamorfos saknas och den gravimetriska anomalibilden talar inte för en utbredning av breccian av det slag som man vanligen förväntar sig i en enkel impaktstruktur. Att man för Miens del skulle kunna tänka sig något annat än en "enkel krater" förefaller nämligen uteslutet. Några som helst tecken på någon "central uplift" föreligger inte och är ju för övrigt knappast förenlig med en struktur av Miens storleksordning. Punkterna (5-7) angående geofysiska argumenten kan lämpligen behandlas i ett sammanhang.

5. Gravimetri

För ett flertal av de förmodade astroblemen föreligger gravimetriska mätningar. Dessa visar nästan undantagslöst koncentriska anomalier där ett minimum på 5-25 mgal noteras. Anomalibilden sammanfaller oftast mycket väl med strukturens utbredning och form. Anledningen till de negativa anomalierna antas givetvis vara den lins av breccia och eventuellt också impaktit som antages utgöra kraterns bottenlager. Det bör nämnas att just dessa gravimetriska anomalier brukar betraktas som go-

da kriterier för just meteoritkratrar. Att exakt identiska anomalier erhålles över många endogent bildade strukturer omnämns i allmänhet inte. Flera exempel beskrivs emellertid, bl a av Malahoff (1969), på kalderastrukturer över vilka kraftiga negativa anomalier uppmätts.

En negativ anomali visar helt allmänt att vi har ett massunderskott - inte hur detta uppstått. I många fall ser man att de redovisade mätningarna över förmodade impaktstrukturer begränsats till ett mycket snävt område över själva kratern. Den "lokala" anomalien har alltså ofta inte satts i samband med det regionala fältet vilket givetvis kan ge en felaktig bild av det verkliga Bouguerfältets utbredning.

Ser vi på den gravimetriska bilden över Mien så är det framför allt den regionala utbredningen av anomalien som är intressant. Som framgår av fig. II så täcker den ett område som sträcker sig avsevärt utanför sjöbäckenet. Av de två principiella tolkningar som Vogel diskuterar kan den förstnämnda tänkas motsvara förhållandena i en impaktkrater. Den "kompakta intrusionen" kan naturligtvis mer eller mindre tänkas innefatta även den lins av breccierat underlag av urberg som antages bilda botten i explosionskratrar av kosmiskt ursprung. Enligt Vogels modell skulle alltså krävas ett lager med lägre densitet och ett par hundra meters mäktighet åtskilliga km utanför själva sjöbäckenet. Att så inte är fallet kan man ju lätt konstatera varför den andra tolkningen enligt fig. IV c får anses mera plausibel. Här har som modellkropp använts en sfär av urberg inom vilken endast en mindre del antages bestå av specifikt lättare material exempelvis motsvarande ryoliterna. Enligt denna modell skulle alltså ryoliterna tänkas utgöra gångar eller sprickfyllnader konvergerande mot djupet. Denna tolkning svarar givetvis väl mot ett endogent bildningssätt och styrks också av de magnetiska mätresultaten.

6. Magnetiska undersökningar

Magnetiska mätresultat föreligger från ett stort antal av de förmodade impaktkraternarna. Detaljerade mätningar redovisas bl a från Riesbäckenet och West Hawk i Kanada.

Enligt allmän uppfattning är den normala magnetiska bilden av en "fossil" meteoritkrater i urbergsterräng en låg och utjämnad intensitetsfördelning jämfört med det omgivande urbergets mera oroliga anomalibild. Anledningen till detta anses vara att kraterna är utfylld av svagt magnetiska, regellöst orienterade breccior och sediment medan det omgivande urbergets anomalibild åstadkommes av de variationer i magnetithalten som är vanliga i urberget.

I Riesstrukturen har man dock ett annat förhållande. Här finner man i de centrala delarna flera negativa anomalier på upp till -300 gamma. Dessa anomalier har efter remanens- och susceptibilitetsmätningar av borrhärdar från Ries kunnat sättas i samband med sueviten med sin inversa magnetisering. (Pohl - Angenheister, 1969).

Även från West Hawk redovisar man negativa anomalier från kraterns centrala delar. (Clark, 1969).

Den magnetiska anomalibild som Mienområdet uppvisar är alltså inte på något sätt typisk för en impaktstruktur, utan snarare för en endogen bildning. Att en större järnmeteorit skulle vara orsaken till de kraftiga positiva anomalierna i sjöns centrala delar anser jag uteslutet. Dessa järnmassor skulle nämligen i så fall vara belägna under impaktiten!

Betydligt bättre överensstämmer anomalierna med den magnetiska bild som man erhåller över ett flertal endogena bildningar. Som jämförelse kan bara nämnas Winkler Crater i Kansas, USA där positiva anomalier över kratern sätts i samband med basiska "pipes". (Brookins, 1969).

Även om bevis härför saknas måste möjligheten beaktas att de centrala kraftiga anomalierna i Mienstrukturen står i samband med matargångar av mera basiska bergartsvarianter.

7. Seismik

Att man erhåller låga seismiska hastigheter i en krossad och deformerad berggrund är ett allmänt känt faktum. De seismiska mätningarna i Mienområdet är av mycket begränsad omfattning varför mera ingående slutsatser av dem inte kan dragas. Som framgår av den allmänna redogörelsen för de seismiska undersökningarna kan dock flera av profilererna snarare anses styrka antagandet om begränsade kross- och sprickzoner än en mera utbredd uppkrossning av underlaget. Det senare förhållandet borde vara fallet vid en eventuell impakt.

8. Chockmetamorfos

Kriterierna enligt punkt (8) tillhör de som idag avgjort anses som mest definitiva för en impaktstruktur. Här ingår alla de deformations- och omvandlingsfenomen i berggrunden som man förmodar endast kan uppstå i samband med den chockvåg som åtföljer en kosmisk impakt av större format. Sammanfattande utredningar om dessa chockfenomen har bl a gjorts av Chao (1967, 1968), Robertson-Dence-Vos, (1968), Stöffler (1971, 1972), Carter (1971), Dietz (1972) och Dence (1971). Jämförande studier av chockvågseffekter har också utförts både i laboratorieskala och i samband med kärnexplosioner, t ex Short (1968). Chockfenomen i månmaterial har bl a beskrivits av v. Engelhardt (1970) och Chao (1970).

Deformationseffekter har sedan ett femtiotal år tillbaka varit kända i kvarts i form av bl a utsläkningsband och lameller av olika slag. Utsläkningsbanden är vanligen i det närmaste parallella med c-axeln medan deformationslamellerna bildar en vinkel på 10° - 30° mot $\{0001\}$ (Carter, 1971).

Experimentella studier med plastisk deformation av naturliga kvarts-kristaller utfördes bl a av Carter et al, (1963) och Christie och Green (1964) varvid deformationslameller kunde påvisas vars orientering varierar med tryck och temperatur. Carter (1971) gör en indelning efter lamellernas orientering i fem grupper där man bl a noterar att lameller med en orientering mindre än 6° mot $\{0001\}$ (basala) har högst frekvens. Av störst intresse är emellertid gruppen med subbasal orientering dvs med ett maximum mellan 10° - 30° mot $\{0001\}$ eftersom denna orientering tycks vara den enda som vanligen produceras vid tektonisk deformation.

Dessa experiment med statisk deformation har på senare år kompletterats med omfattande studier av dynamiska deformationsprocesser. Speciellt har ingående studier av chockdeformationer i kvarts och fältspat utförts i samband med underjordiska kärnvapenexplosioner och i förmodade impaktkratar t ex Meteor Crater (Chao, 1968).

Vid dynamisk tryckpåverkan uppträder speciellt i kvarts en typ av chockeffekt i form av mycket tunna, plana lameller i distinkt parallella grupper som går under beteckningen "planar features" eller "planar elements". Även termen "chocklamell" förekommer. "Planar features" är vanligen parallella med $\{10\bar{1}3\}$. Experimentellt har de framställts vid chockpåverkan överskridande 100 kb (Hörz, 1968). Dessa "chocklameller" kan enligt Carter (1965, 1968) skiljas från tektoniskt utbildade deformationslameller i kvarts genom bl a orientering och utbildning.

Antagandet om de chockmetamorfa fenomenen som definitiva kriterier för en impaktstruktur har bl a bemötts av Currie som inte vill utesluta möjligheten att dessa strukturuomvandlingar kan ske på endogen väg.

I en polemik med B. French framhåller W. Greenwood (1967) att han påvisat deformationslameller i kvarts orienterade bl a parallellt $\{10\bar{1}3\}$.

Denna kvarts från Star mine i Idaho är tektoniskt deformerad. Greenwood ifrågasätter därför värdet av just orienteringen $\{10\bar{1}3\}$ och $\{01\bar{1}3\}$ som specifik just för lameller som anses vara chockpåverkade genom kosmiska impakter.

Även Carter (1968) intar en försiktig attityd när det gäller de chock-metamorfa indikationerna. Han menar att även om dessa är tecken på chockdeformation får man inte sätta dem i samband enbart med impakter innan man förvissat sig om att de inte också kan vara associerade med explosiva strukturer av endogen karaktär. Han framhåller bl a "to be sure these features have not yet been found associated with quartz affected by volcanic explosion, but neither, to my knowledge, has a careful search yet been carried out with this possibility in mind".

Vilka möjligheter finns det då att tryck av dessa gigantiska mått kan byggas upp och utlösas genom rent endogena processer?

Förvisso har vi många exempel på till synes enorma explosiva utvecklingar i jordskorpan enbart i vår tid. Man behöver bara nämna exempel som Bandai San i Japan och Krakatoa i Indonesien där flera kubikkilometer av jordskorpan sprängdes i luften i momentana explosioner. Oftast finner man emellertid att de tryck som man räknar med även vid stora vulkaniska explosioner sällan överskrider 1 kb! Utbrott som t ex Bezymianny (1955) på Kamohatka där ett tryck på 3 kb beräknas ha utvecklats betraktas som undantag.

Som exempel på något explosivt utbrott längre tillbaka i tiden kan ju lämpligen Alnökomplexet nämnas. Här beräknar v. Eckerman (1948) att ett tryck på max 2,4 kb varit rådande. Flera forskare framhåller dock att det finns mycket som talar för att endogena explosioner under tidiga-re geologiska skeden kan ha stått i samband med avsevärt högre tryck än de här angivna.

Som ovan nämnts har mikrostrukturer i form av "planar features" påvisats i kvartsxenoliter i Mienryoliten. Orientering parallellt $\{0001\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}2\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}3\}$ och $\{01\bar{1}3\}$ har uppmätts men någon speciellt hög frekvens av orientering parallellt $\{10\bar{1}3\}$ eller $\{01\bar{1}3\}$ har inte kunnat påvisas. Här gäller för övrigt att de korn på vilka mätningarna av lamellernas orientering kunnat göras är så få att de inte möjliggör någon form av statistisk behandling. Som anmärkningsvärt måste också framhållas det faktum att nämnda deformationslameller inte har kunnat påträffas i den kvartsrika urbergsbreccia som förekommer i Mienstrukturen.

Varken maskelynit eller diaplektiskt glas har kunnat identifieras vid de undersökningar av Mienbergarterna som jag har företagit och några som helst spår av shatter cones har inte påträffats.

Eftersom vi idag inte känner någon form av endogen process som direkt kan sättas i samband med de chockmetamorfa fenomenen måste vi tills vidare betrakta dessa som tungt vägande indicier för en kosmiskt bildad impakt. Man saknar emellertid fortfarande enligt min mening de jämförande undersökningar som kan ge svar på om tryck tillräckliga för att ge liknande effekter möjligen kan åstadkommas vid någon form av endogen process! Av största vikt är också att definitivt kunna skilja ut de deformationseffekter som är resultat av chockvågor från de som uppstår i samband med tektonisk aktivitet.

Beträffande coesiten som kriterium för de kosmiska bildningarna kan man lämpligen återopa samma synpunkter som gäller för de chockmetamorfa omvandlingarna, nämligen att vår kännedom om möjligheten för coesit att bildas på terrestrisk väg är allt för ofullständig! En annan synpunkt som bör beaktas när det gäller coesit är den stora möjlighet till felidentifikation som trots allt föreligger. Coesit har för övrigt påträffats i ytterst få av de många förmodade impaktstrukturerna på jor-

den. Förutom Meteor Crater, Ries, Ashanti, Wabar och Kentland är det så vitt jag vet endast Hollefordkratern i Kanada som jämte Lappajärvi och Mien i Fennoskandia uppvisar coesit!

Utan att på något sätt ifrågasätta riktigheten av den identifikation som Svensson (1965, 1969) gjort av coesit i Mienryoliten bör väl påpekas att denna gjorts enbart genom diffraktionsröntgen. Någon mikroskopisk bestämning i likhet med vad som gjorts av coesit från Meteor Crater och Ries redovisas inte.

Man noterar för övrigt hur Dietz-Cassidy-Fudali (1969) avfärdar Richatkratern i Sahara som kosmisk bildning trots att Cailleux rapporterat coesit från sandsten i denna struktur. Den förmodade coesiten anser Dietz vara en felidentifikation av baryt!

Vad slutligen impaktiten beträffar så sammanfattar man ju i detta begrepp de smälta partier av berggrunden som man antar bildas i botten på vissa impaktstrukturer genom att en del av den kosmiska kroppens kinetiska energi övergår i termisk energi. Större volymer impaktit ("impact melts") antages i allmänhet förekomma endast i kratrar med en diameter på mer än 20 km. För en krater med diametern 30 km anger Beals-Halliday (1967) den troliga mäktigheten för impaktitlagret till 58 m under förutsättning att 5 % av totala impaktenergin har förbrukats vid uppsmältningen!

Enligt Dence (1971) karakteriseras impaktiten framför allt av sin heterogenitet, sina talrika inneslutningar av chockomvandlade bergartsfragment, brist på utkristalliserade strökorn och en kemisk sammansättning som i stort bör överensstämma med den omgivande berggrundens. Kemiskt sett iakttar man ofta en anrikning av K och Mg och en minskning av Si och Na i förhållande till omgivande berggrund. Karakteristiskt är naturligtvis också att impaktiten måste vara momentant bildad!

Enligt de åsikter som framförts om Miens kosmiska bildningssätt skulle alltså de lavaliknande ryolitvarianterna betraktas som impaktit och de tuffliknande bergarterna som "fallback"- eller "fallout"breccia där de svarta slirorna (i den suevitliknande varianten) skulle utgöra delar av impaktitsmältan som slungats ut och avlagrats tillsammans med krossade och söndersprängda berggrundsfragment.

En avgörande fråga är naturligtvis hur en "impaktit" rimligen kan tänkas vara utbildad. Att lokala uppsmältningar av materialet på nedslagsplatsen kan bildas vid en impakt förefaller sannolikt men att olika varianter av tuff- och lavaliknande bergarter skulle uppstå i samband med en dylik process förefaller enligt min mening föga troligt!

Det är visserligen en del av de för en impaktit anförda egenskaperna som förefaller att vara klart tillämpbara för Mienryoliten men man måste beakta att endogent bildade bergarter kan uppvisa i stort sett samma utbildning.

Vad som framför allt gör att jag ställer mig avvisande till tanken på Mienryoliten som en impaktit är det faktum att den uppvisar så många varianter av klart vulkanitliknande karaktär (t ex A- och C-typerna) som dessutom med stor säkerhet är bildade vid vitt skilda tillfällen. (Se del I). Ett annat mycket starkt argument mot att ryoliten skulle vara att betrakta som en impaktit finner jag i den lagerföljd som föreligger på Ramsö. (Fig. 51). Här finner man den suevitliknande tuffen i en horisont under den lavaliknande ryoliten! Enligt impaktteorin bör tuffen motsvara "fallbackbreccian" som rimligen alltid bör återfinnas överlagrande impaktiten! Vulkanisk aktivitet med såväl explosiva som lugnare lavaproducerande perioder ger däremot en god förklaring till den nämnda lagerföljden, där de i övre delen av tufflagret förekommande lavasliorna utgör inledningen till skedet med den lavaliknande ryoliten.

Ser vi på den kemiska sammansättningen av ryoliten så är den snarare något surare än den variant av urberget som har störst utbredning i Mienområdet, nämligen gnejsgraniten. Den onormalt höga K-halten kan liksom den höga SiO_2 -halten förklaras genom den förändring som en ursprungligen mera basisk magma undergått genom assimilation och inneslutning av K-rika graniter och kambrisk sandsten. Analysresultaten av enbart glasfasen i den del ryolitvarianter ger ju fog för detta antagande. Samtliga övriga kemiska analyser inkluderar ju xenoliter och eventuellt assimilerat material och är därför föga representativa för den "primära" magma som får betraktas som utgångsmaterial för ryoliten.

Man noterar för övrigt den mycket stora likheten både mineralogiskt och geokemiskt som föreligger mellan Mienryoliten och delleniten vid Dellensjöarna. Av det jämförelsematerial som föreligger i form av analyser och på grundval av de jämförande mikroskopiska undersökningar som jag utfört är jag snarare benägen att klassificera de vulkanitliknande Mienbergarterna som dellenitvarianter än som ryoliter - detta speciellt med tanke på att Brögger (1895) införde termen dellenit för de "onormala" bergarter som till sin sammansättning ligger mellan ryolit och andesit. Likheterna mellan Dellen- och Mienbergarterna gör att man tveklöst måste tillskriva dem ett nära nog identiskt bildningssätt.

Den analys som nu gjorts av de olika argumenten för Mienstrukturens och de tuff- och lavaliknande bergarternas bildning kan kortfattat sammanfattas i följande punkter:

1. Det finns inga definitiva belägg för att Mienbäckenet som "struktur" betraktat skulle vara kosmiskt bildat. En kombinerad effekt av tektoniska och endogena krafter förefaller minst lika trolig - eller att döma av de geofysiska resultaten - mera sannolik.
2. Den lavaliknande Mienbergarten är definitivt ingen impaktit enligt den gängse definitionen av detta begrepp! De tuff- och lavaliknande

bergarterna har en klart endogen karaktär men kan varken geokemiskt eller mineralogiskt betraktas som typiska ryoliter. Närmast överensstämmer de med delleniten.

3. Förekomst av chockmetamorfa indikationer i form av "planar elements" och coesit i Mienbergarterna kan på nuvarande ståndpunkt inte sättas i samband med någon känd endogen process. Den enda rimliga förklaringen till dessa chockfenomen är för närvarande den kosmiska impakten.

Hur kan då dessa motstridiga uppgifter om Mienstrukturens genes sammanjäckas? Starka geologiska argument för ett endogent ursprung mot allmänt accepterade kriterier på chockvågor som talar för ett kosmiskt bildningssätt!

En tänkbar förklaring erbjuder teorin om en kosmiskt initierad, endogen process! Denna har framförts bl a för en del av de större mánkratrarerna men också för vissa terrestiska strukturer av större format som t ex Sudbury.

Tillämpningen av denna teori förutsätter emellertid lokalt en ovanligt hög geotermisk gradient vid tiden för impakten. (French, 1972). För att uppfylla detta krav ligger det nära till hands att söka ett samband med de enda yngre vulkaniska bildningar som vi känner till i södra Sverige, nämligen de skånska basalterna. Mienstrukturens läge i anslutning till den stora regionala förskiffringszonen genom södra Sverige måste härvid tillmätas stor betydelse.

Prinzlau - Larsen (1972) anser att basalterna i Skåne kan indelas i två stora grupper efter sin ålder - 122 respektive 89 milj år. Enligt senare uppgifter av Printzlau (1973) betraktas dock de högre åldrarna (upp till ca 150 milj år) som mest troliga och i så fall är naturligtvis sambandet mellan basalterna och Mienryoliten (med åldern ca 90 milj år) mindre sannolikt. Av stor vikt är emellertid att komplettera med

ytterligare åldersbestämningar av ryoliten. Det enda säkra man vet idag är att den måste vara postkambrisk.

Den kosmiska impakten har under ovan nämnda förutsättningar inte haft någon direkt strukturbildande effekt utan i första hand initierat en latent endogen aktivitet. Vi får härigenom en förklaring till såväl de chockmetamorfa fenomenen som de klart vulkanitliknande men egenartade karaktärsdragen hos Mienbergarterna!

SLUTORD

De senaste årtiondena har för geologen inneburit en konfrontation med revolutionerande teorier och en mängd information och material av delvis unik karaktär t ex från våra närmaste grannar i rymden. Som exempel behöver bara nämnas de nu allmänt accepterade teorierna om "plate tectonics", allt mera detaljerade data från granplaneterna genom satelliter och naturligtvis som kulmen de bemannade månlandningarna och åtföljande möjlighet att insamla material och göra direkta geofysiska observationer på månen.

Detta har givetvis medfört ökade globala aspekter för geologen och en strävan att se de geologiska problemen i ett mera planetologiskt sammanhang.

Som ett led i denna utveckling kan man se teorierna om de kosmiska impakternas betydelse för strukturbildning i jordskorpan.

Från att för några år sedan ha betraktats som en unik företeelse som möjligen kunde sättas i samband med Meteor Crater ser vi nu hur ett ständigt ökande antal strukturer över hela världen betraktas som resultatet av kosmiska impakter.

Innan den första bemannade månlandningen gjordes var intresset från t ex NASA mycket stort att finna strukturer på jorden som var jämförbara med månkratrarna, vilka man till övervägande del antog vara kos-

miskt bildade! Innan de första astronauterna landade på månen hade de bl a "tränat" i Riesstrukturen.

Sökandet efter impaktstrukturer på jorden intensifierades och teorier-na om ett kosmiskt bildningssätt blev för många strukturer en elegant lösning på gåtor som i alla tider förbryllat geologerna.

En intressant fråga är givetvis hur geologen i allmänhet ser på impakt-teorin. Att döma av den relativt ringa opposition som alla mer eller mindre seriösa meddelanden om ständigt nya impaktkrattrar mötts av, ligger det nära till hands att utgå ifrån att flertalet geologer betraktar impaktteorierna som en form av science fiction som man lämpligen bör avstå ifrån att bemöta! I detta sammanhang bör kanske framhållas att ett flertal av de internationellt mest framstående impaktforskarna inte är geologer utan oceanografer, geokemister och geofysiker. Bristen på saklig kritik och bemötande från geologiskt håll har tyvärr givit debatten om denna intressanta problemställning en viss slagsida.

Ingen torde emellertid idag ifrågasätta det faktum att jorden bombarderas av meteoriter. Lyckligtvis klarar endast ett ringa antal av dessa färden genom atmosfären som större sammanhängande massor. Frågan är då närmast hur stora kosmiska kroppar kan eller har kunnat passera genom atmosfären med hastigheter som varit tillräckliga för att ge explosions-effekter vid nedslaget?

Relativt få är väl också de som ställer sig tvivlande till att Meteor Crater i Arizona är resultatet av en meteoritimpakt! Accepterar vi denna struktur måste vi givetvis i konsekvens härmed räkna med flera andra liknande impakter genom de geologiska tidsåldrarna.

Nästa fråga blir då om vi kan acceptera tanken på kollisioner med km-stora asteroider med åtföljande initiering av endogena processer vars resultat möjligen kan bli strukturer av Sudburytyp!

Det slutliga ställningstagandet till dessa frågor kräver ett omfattande tvärvetenskapligt forskningsarbete där bl a astronomer, kosmologer och fysiker bör kunna lämna värdefulla bidrag.

I samband härmed bör givetvis omfattande objektiva studier företagas av alla terrestriska strukturer som kan associeras med explosiv verksamhet.

I avvaktan på resultat av denna forskningsverksamhet måste man på basis av våra nuvarande kunskaper fastslå att något definitivt ställningstagande till Mienstrukturens bildningssätt inte låter sig göras.

En kosmiskt initierad, endogen process förefaller tänkbar men bygger på argument som kan bli mindre hållbara när vi får ytterligare kännedom om förhållandena vid explosiv aktivitet av rent terrestrisk art.

I avvaktan på definitiva kriterier i någon riktning föreslår jag därför termen "kryptoexplosiv" struktur som beteckning för såväl Mien som de övriga strukturer i Fennoskandias urberg vilka kan sättas i samband med explosiv verksamhet av svåridentifierbart ursprung.

SUMMARY

The aim of this paper is to report the results of the investigations which I have carried out in the Lake Mien area since 1961. The first part deals mainly with the topography and general geological conditions of the area together with the petrography of the brecciated and lavalike rocks. A second part is devoted to reports of the geophysical surveys and a third summarized part discusses the results and treats the Lake Mien structure primarily from a genetical point of view.

Lake Mien (lat. $56^{\circ}25' N$, long. $14^{\circ}52' E$) is located about 30 km north of the town Karlshamn in south-eastern Sweden (Fig. 1). Holst regarded the lake structure as a result of Tertiary volcanic activity, and described the lava-like rocks as rhyolites. This theory has also been adopted in modern textbooks dealing with Swedish geology. Kjellén (1902) and Asklund (1933) believed that Mien was a maar. Högbom (1912) suggested a similarity between Mien and Meteor Crater (Barringer Crater) in Arizona; and in 1963, Fredriksson and Wickman proposed that Mien was possibly an astrobleme. In 1965, Svensson and Wickman identified coesite in boulders of the Mien rocks, and von Engelhardt and Stöffler reported evidence of shock deformation in quartz grains from samples of Mien rocks. According to this theory the Lake Mien depression is the eroded remains of a crater formed by the impact of a cosmic body and the "rhyolite" is nothing more than melted parts of the bedrock at the point of impact. The controversy has in recent years centred more and more on the question about an endogenic or cosmic origin of the Lake Mien structure.

Lake Mien forms a depression in the bedrock of the southern slope of the Baltic shield. The lake structure which has a more rhombic than

circular form, is about 5 km in diameter. (Fig. 2). The area of the lake, which has a very low insularity, is about 20 km². The only island of importance is Ramsö in the north-western part of Mien. Maps of the area show elevations from 95-135 m around the lake and the lake surface is 94,8 m above sea level. At the lower, southern end, Mieån river drains the lake.

To obtain knowledge of the bottom topography of Mien, echo soundings have been made, and a map has been drawn with depth curves plotted at every 4 meters. (Fig. 3). From this map, it is evident that the western part of the lake is 2-14 m deep, while the eastern half, in general, is much deeper. The bottom rises sharply from about 20 m to 4 m along the south and eastern shores.

In the north-western part, sediments from a glaciofluvial esker probably have filled up the lake. Along the western and south-eastern shores, there are deep graves, 20-35 m in depth; and along the western shore of the island Ramsö, there is a narrow grave, 14-16 m in depth, with a muddy bottom. The deepest point (42 m) is situated north of the stony shoal about 1 km north-east of Ramsö. From this hole, the bottom rises very sharply to about 24 m.

The rocks in the region are of Precambrian age and consist of granites, gneiss-granites and gneisses. The bedrock in the environs of Mien (Fig. 6) is covered with glacial deposits; but a detailed mapping showed many outcrops of gneiss-granite and gneiss here, as well as in the immediate vicinity of the shoreline. In spite of a careful examination, no traces of rhyolite have been found in the outcrops. The gneiss-granite in this area is generally medium-grained to rather coarse, and its colour varies between greyish and reddish. Especially in the southern part of the area, this rock is rather schistose, gra-

ding northwards into more massive varieties. Mineralogically, the gneiss-granite is characterized by quartz, microcline, plagioclase, biotite and hornblende, with sphene, zircon, apatite, and magnetite as minor constituents. Gneiss lenses of supracrustal origin and thin beds of amphibolite occur in the gneiss-granite masses striking N 30° - 45° W and dipping almost vertically.

By analysis of joint systems and topographically distinct features in the Mien area, important fault lines have been outlined in Fig. 7. The main joint directions are N 20° - 30° E and N 20° W. Also rather frequently, they are N-S, while N 60° W seems to be less frequent. The western shore of Mien is determined by the prominent tectonic line striking N 20° W, which is documented in the Mieån river valley by traces of intense fracturing and low-seismic velocity zones. This valley can also be followed north-west of Mien. The second fault system of importance, striking N 30° E, is indicated by a deep grave in the south-eastern part of the lake and a valley of tectonic origin east of Mien.

The main part of the investigated area is covered by morain; but south-west of the lake, glaciofluvial deposits have accumulated. Glacial striae and glacially oriented features, such as eskers, indicate that the general direction of ice movement in the Mien area was from N 5° - 10° W. South-west of Mien a large esker extends along the Mieån river valley to the Baltic Sea. The material of the esker is stratified, sometimes cross-bedded sand and gravel, with numerous boulders, of which different types of rhyolite and breccia constitute a rather high frequency immediately south of Mien. The distribution of the rhyolite boulders in the entire area is evident from Fig. 11. Holst described six different types of rhyolite, but I think it would suffice to divide the boulders into three groups:

- A) Black, glassy, obsidian-like rock, very fragile and filled with vesicles and rather few inclusions of quartz and feldspars. Under the microscope this rock is found to consist of microlites of mainly plagioclase, hypersthene and magnetite in a glassy basis together with xenoliths of quartz and feldspars. The xenoliths are often enclosed in a shell of pyroxene. (Fig. 25).
- B) This rock is composed of fragments of different Archaean rocks of widely ranging sizes in a black to grey-coloured, lava-like matrix. Both vesicular texture and flow structures are observed. (Fig. 28).
- C) Tuff-like breccia composed of a mixture of different fragments of Archaean rocks and slabs and pieces of the lava-like rocks in a porous yellow-coloured matrix. All the components in this rock type are generally highly weathered and altered. One variety of this rock is in many ways quite similar to the suevite in the Ries Crater. (Fig. 26).

A breccia consisting of angular fragments of the Archaean gneissic and granitic rocks cemented in a matrix of fine crystalline quartz are also very common in the Lake Mien area. No traces of the lava-like rocks have been observed in this breccia. (Fig. 35 and 36).

Diamond drillings on Ramsö confirmed the existence of lava-like rocks and breccias, which have been found earlier only in the glacial deposits. Under a 3-5 m thick cover of moraine, the drilling holes penetrated a zone of lava-like rocks, 20-25 m in thickness. In a transition zone, about 2 m thick, between the lava-like rocks and the basal breccia of granitic rocks, a tuff-like breccia appears, which in the upper part of the zone is in many ways quite similar to the suevite in the Ries Crater. Glassy black lumps of irregular form ("Flädle") occur with rock fragments in a grey, fine-grained matrix. Both boreholes were terminated in a breccia composed of angular, unaltered

fragments of Precambrian rocks that were cemented in an interstitial, finegrained quartz. In this breccia no traces of the fused vesicular rocks have been found, but there are indications of hydrothermal alteration.

The lava-like Mien rocks are similar to normal rhyolites in their chemical composition, but petrographically I think they are more similar to the dellinite - a rock from Lake Dellen in Sweden - considered as a transition group between andesites and rhyolites.

By fission track dating of the glassy, lava-like rock from Lake Mien an age of 92 ± 6 m.y. was obtained (Storzer, 1971).

The gravity measurements and interpretation of the results have been carried out by dr A. Vogel, Dept. of Solid Earth Physics of the University of Uppsala. The residual field in fig. III reveals a large negative anomaly with its minimum near the centre of Lake Mien. Obviously there are deficient masses of much larger size than the lake. These lighter masses seem to be close to the surface within the lake. The large anomaly can hardly be explained by brecciated rocks of a meteorite impact. The gravity results support the theory of a volcanic origin for the Lake Mien structure. Fig. IV.

Some seismic refraction profiles indicate zones with fractured rocks along the western and eastern shorelines of Ramsö.

Measurements of the intensity of the vertical magnetic field over the lake and the surrounding area have shown positive anomalies, especially in central area of the lake and on the eastern part of the island Ramsö. One rock type - the black, glassy, lava-like rhyolite - indicates strong remnant magnetization.

The first big structure on the Earth identified as an impact crater was Meteor Crater in Arizona. Many other Pleistocene craters which all ha-

ve meteoritic irons present, are also considered to be of cosmic origin.

Due to the effects of erosion and glaciation most of the old "fossil" craters only have their root structures preserved. In Canada many ancient circular features have been found as a result of a systematic search of air photographs in the granite Canadian shield. Most of these structures are supposed to have a meteoritic origin.

The Ries structure in southern Germany, a circular depression 24 km in diameter, is the most well-known structure in Europe, which is assumed to be of cosmic origin. The impact theory was confirmed by the detection of coesite in suevite by Shoemaker and Chao (1961).

An extensive group of craters described by W. Bucher as cryptovolcanic has been the subject of controversy for many years. Although direct evidence of volcanism is lacking they were considered to be of some kind of concealed volcanic origin. In the Steinheim basin in Germany, described as a cryptovolcanic structure 1905, shatter cones first were noticed. Shatter cones are conical fracture patterns in rocks, first regarded as being products of volcanic explosion but now mostly looked upon as evidence for shock waves generated by meteorite impacts. The term "cryptoexplosion structure" has now been proposed as more neutral than "cryptovolcanic" for craters of unknown origin.

In the Precambrian bedrock of Fennoskandia eight structures have been suggested as possible astroblemes. For two of them, Hummeln and Tvärén, only some general geological observations have been mentioned as argument for a meteorite impact origin.

The Siljan Ring is a very large structure with a downdropped annular ring of Paleozoic rocks which encircles a core of Precambrian granite where recently shatter cones were discovered. The Siljan structure has

earlier been interpreted as the relic of a big caldera.

The Lakes Dellen and Mien in Sweden and Lappajärvi, Sääksjärvi and Jänisjärvi in Finland are similar in many aspects. Brecciated and volcanite-resembling rocks found in all of them have generally been interpreted as of volcanic origin, younger than the surrounding Precambrian bedrock. Coesite and shock-affected mineral grains have recently been identified in some of these structures, but arguments also exist for an endogenetic origin.

According to Dence (1972) some of the main criteria for identification of impact craters are the presence of meteorites, a circular structure, a negative gravity anomaly and brecciation.

Of special interest are the shock effects identified in rocks often found in probable impact structures. Coesite and stishovite, two high-pressure polymorphs of silica, were first discovered in Meteor Crater by E. Chao and E. Shoemaker and later in some other crater structures. Other effects of the shock wave may be the production of shocklamellae, "planar features", in quartz and the transformation of feldspar into the isotropic phase maskelynite.

No endogenetic geological process is known to produce such shock effects that are considered as unique indicators of meteorite impact.

As regards the Lake Mien structure no signs of meteoritic debris has been found and no deformation effects, crossing over the normal tectonic pattern of the area, can be seen.

The results of the geophysical investigations can not be used as absolute criteria for a cosmic origin of Lake Mien. Coesite and shock-affected quartz grains however - identified in the Mien rhyolites - seem to be evidence of an impact theory, but in my opinion the lava-like rocks do not have the character of an "impact melt".

Especially with regard to the structural position of the rocks occurring on Ramsö, with the fused, lava-like rocks as a blanket on top of the tuff-like breccia layer including the "suevite zone", some kind of volcanic origin seems to be most probable for the lava-like rocks in the Lake Mien structure.

The possibility of an impact-generated volcanism however, perhaps associated with the basaltic volcanic activity in Skåne can not be disregarded. This theory would explain both the effects of shock metamorphism and the endogenetic character of the lava-like rocks. However, until we have proved that the existence of coesite and shock deformation effects can be used as absolute criteria for a cosmic impact, I prefer to regard Lake Mien as a "cryptoexplosive structure".

LITTERATURFÖRTECKNING

Förkortningar

- GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
 MET = Meteoritics, The journal of the Meteoritical Society
 SGU = Sveriges geologiska undersökning
 SMNM = Shock metamorphism of natural material, French, B. and Short, M., Mono Book Corp., Baltimore, 1968

- Ahrens, T. and Rosenberg, J., 1968, Shock metamorphism: Experiments on quartz and plagioclase, SMNM.
 Angenheister, G. und Pohl, J., 1967, Beiträge des Geophysik zur Erforschung des Rieses von Nördlingen, Die Naturwissenschaften, Heft 9.
 - 1969, Die Seismischen Messungen im Ries von 1948-1969, Geol. Bav., vol. 61.
 Asklund, B., 1931, i Geologiens grunder av W. Ramsay, 3:e uppl., del I och II.
 Baldwin, R.B., 1963, The measure of the moon, University of Chicago Press.
 Barringer, B., 1964, Daniel Moreau Barringer and his Crater, J. Met. Soc. Vol. 2, no. 3.
 Beals, C.S., Innes, M. and Rottenberg, J., 1963, Fossil meteorite craters, The Solar system, vol. 4, University of Chicago Press.
 Beals, C.S., Dence, M.R. and Cohen, A.J., 1967, Evidence for the impact origin of Lac Couture, Pub. Dom. Obs., vol. XXXI, no. 10.
 Beals, C.S., and Halliday, I., 1967, Terrestrial meteorite craters and their lunar counterparts, Int. Dic. Geophys., vol. 2.
 Beals, C.S., 1970, Impact craters and the relative ages of earth and moon, Nature, vol. 225, no. 5230.
 - 1971, Crustal thickness and the form of impact craters, Jour. Geophys. Res. vol. 76, no. 23.
 Blomberg, A., 1900, Geologisk beskrifning över Blekinge län, SGU ser. Ca, nr 1.
 Bostock, H.H., 1969, The Clearwater Complex, New Quebec, Geol. Surv. Can. Bull., 178.
 Bray, G., 1966, Shatter cones at Sudbury, Jour. Geology, vol. 74, no. 2.
 Brett, R., Guppy, D. and Milton, D., 1970, Two circular structures of impact origin in northern Territory, Australia, Met. vol. 5, no. 4.
 Brookins, D., 1969, Investigation of Winkler crater, Kansas, Met. vol. 4, no. 4.

- Brouwer, H., 1936, On the structure of the rhyolites in Yellowstone Park, Jour. Geol. vol. 44.
- Brögger, W.C., 1895, Eruptivgest. Krist. II.
- Bucher, W., 1933, Über eine typische kryptovulkanische Störung im südlichen Ohio. Geol. Rundschau, vol. 23 a.
- 1936, Cryptovolcanic structures in the United States. Int. Geol. Congr. 16th, USA.
 - 1963, Are cryptovolcanic structures due to meteoritic impacts? Nature vol. 197.
 - 1963, Cryptoexplosion structures caused from without or from within the Earth? (Astroblemes or Geoblemes?), Am. Jour. Sci., no. 7.
- Bunch, T.E. and Cohen, A.J., 1964, Shock deformation of quartz from two meteorite craters, Geol. Soc. Am. Bull., vol. 75.
- Bunch, T.E., Dence, M.R. and Cohen, A.J., 1967, Natural terrestrial maskelynite, Am. Min. vol. 52.
- 1968, Shock-induced structural disorder in plagioclase and quartz, Shock Met. Nat. Mat.
- Bäckström, H., 1891, Beiträge zur Kenntnis der Isländischen Liparite, GFF, bd. 13.
- 1897, Vestanåfältet. SGU, ser. C, nr 168.
- Carter, N., 1963, Experimental deformation and recrystallization of quartz, Ph. D. thesis, Univ. of Calif.
- 1965, Basal quartz deformation lamellae, a criterion for recognition of impactites, Am. Jour. Sci., no. 263.
 - 1968, Dynamic deformation of quartz, SMNM.
 - 1971, Deformation of silica and silicates, Jour. Geophys. Res. vol. 76, no. 23.
- Cassidy, W., 1968, Meteorite impact craters at Campo del Cielo, Argentina, SMNM.
- Chao, E., Shoemaker, E. and Madsen, B., 1960, The first natural occurrence of coesite from Meteor Crater, Arizona, Science, 132, 220.
- Chao, E., Fahey, J. and Littler, J., 1961, Coesite from Wabar crater near Al Hadida, Arabia, Science, 133, 882.
- Chao, E., Fahey, J., Littler, J. and Milton, D., 1962, Stishovite, SiO_2 , a very high pressure new mineral from Meteor crater, Arizona, Jour. Geophys. Res. vol. 67.
- Chao, E., 1967, Shock effects in certain rock-forming minerals, Science, 156.
- 1968, Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks - based on petrographic observations, SMNM.
- Chao, E., James, O., Minkin, J., Boreman, J. and Jackson, E., 1970, Petrology of unshocked crystalline rocks and evidence of impact metamorphism in Apollo 11 returned lunar sample, Geochim. Cosmochim. Acta, suppl. 1.
- Christie, J. and Green, H., 1964, Several new slip systems in quartz (abstract) Eos Trans., AGU, 45.

- Clark, J., 1969, Magnetic surveys at West Hawk Lake, Manitoba, Canada, *Met.* vol. 4, no. 4.
- Cloos, H., 1939, Hebung-Spaltung-Vulkanismus. *Geol. Rundschau*, vol. 30.
- 1941, Bau und Tätigkeit von Ruffschloten, *Geol. Rundschau*, 32.
- Cohen, A.J., Bunch, T.E. and Reid, A.M., 1961, Coesite Discoveries Establish Cryptovolcanics as Fossil Meteorite Craters, *Science*, 134, 1624.
- Cohen, A.J., 1963, Fossil meteorite craters, *Nuclear Geophysics*, publ. 1075.
- Coes, L., 1953, A new crystalline silica, *Science*, 118, 131.
- Currie, K.L., 1964, Rim structure of the New Quebec crater, Canada, *Nature*, vol. 201.
- 1966, Geology of the New Quebec crater, *Geol. Surv. Can., Bull.* 150.
- 1968, A note on shock metamorphism in the Carswell circular structure, Saskatchewan, *SMNM*.
- Currie, K.L. and Larochelle, A., 1969, A paleomagnetic study of volcanic rocks from Mistastin Lake, Labr. Can., *Earth Plan. Sci.*, 6.
- Currie, K.L., 1970, New Canadian cryptexplosion crater at Lake St Martin, Manitoba, *Nature*, vol. 226, no. 5248.
- 1971, Origin of igneous rocks associated with shock metamorphism as suggested by geochemical investigations of Canadian craters, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- 1971, A study of potash fertilization around the Brent crater, Ontario, - A paleozoic alkaline complex, *Can. Jour. Earth Sci.*, vol. 8, no. 5.
- Daly, R.A., 1947, The Vredefort ring-structure of South Africa, *Jour. Geol.* vol. 55.
- Dehm, R., 1962, Das Nördlinger Ries und der Meteortheorie, *Mitt. Bayer Staatssamml. Pal. hist. Geol.*, 2, München.
- Dence, M.R., 1964, A Comparative Structural and Petrographic Study of Probable Canadian Meteorite Craters, *Meteoritics*, vol. 2.
- Dence, M.R., Innes, M.J.S. and Seals, C.S., 1965, On the Probable Meteorite Origin of the Clearwater lakes, Quebec, *J. Roy. Astr. Soc. Canada*, vol. 59, no. 1.
- Dence, M.R., 1968, Shock Zoning at Canadian Craters: Petrography and Structural Implications, *SMNM*.
- Dence, M.R., Innes, M.J.S. and Robertson, P.B., 1968, Recent Geological and Geophysical Studies of Canadian Craters, *SMNM*.
- Dence, M.R., 1971, Impact Melts, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- 1972, Meteorite Impact Craters and the Structure of the Sudbury Basin, *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.* no. 10.
- Dence, M.R. and Popelar, J., 1972, Evidence for an Impact Origin for Lake Wanapitei, Ontario, *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.* no. 10.
- Dence, M.R., 1972, The nature and significance of terrestrial impact structures, 24th IGC, section 15.

- Dietz, H., 1947, Meteorite impact suggested by the orientation of shatter cones at the Kentland, Indiana, disturbance, *Science*, vol. 105, p. 2715.
- 1959, Shatter cones in cryptoexplosion structures, *Jour. Geol.*, vol. 67.
 - 1960, Meteorite impact suggested by shatter cones in rock, *Science*, vol. 131, p. 1781-1784.
 - 1961, Astroblemes, *Sci. Am.*, vol. 205.
- Dietz, R., Cassidy, W., Fudali, R., 1969, Richat and Semsiyat Domes (Mauritania): Not astroblemes. *Met.*, vol. 4, no. 3.
- Dietz, R., 1969, Meteorite craters and astroblemes: New information, *Met.*, vol. 4, no. 4.
- 1970, Cosmogenic ores at Sudbury astrobleme? *Met.*, vol. 5, no. 4.
 - 1970, Siljan Ring, Sweden, *Met.*, vol. 5, no. 4.
- Dietz, R., McHone, J., 1972, Laguna Cuatavita: Not meteoritic, - probable salt collapse crater, *Met.*, vol. 7, no. 3.
- Doran, D. and Linde, R., 1966, Shock effects in solids, *Solid State Physics*, vol. 19.
- Eckermann, H.v., 1948, The alkaline district of Alnö Island. *SGU*, ser. Ca, no. 36.
- Eichstädt, F., 1882, Skånes basalter, *SGU*, ser. C, no. 51.
- El-Baz, F., 1971, Mechanisms of Lunar crater formation, *Met.*, vol. 6, no. 4.
- El Goresy, A., 1968, The opaque minerals in impactite glasses, *SMNM*.
- Elston, W., 1971, Evidence for Lunar volcano-tectonic features, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Engelhardt, W. v. und Stöffler, D., 1965, Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge grosser Meteoriten, *Naturwiss.*, 52.
- 1967, Chemical composition of Ries glass bombs, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31.
- Engelhardt, W. v., Arndt, J., Müller, W. & Stöffler, D., 1970, Shock metamorphism of lunar rocks and origin of the regolith at the Apollo 11 landing site, *Geochim. Cosmochim. Acta*, suppl. 1.
- Engelhardt, W. v., 1971, Detrital impact formations, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- 1972, Impact structures in Europe, 24th IGC, section 15.
- Eskola, P., 1921, On volcanic necks in Lake Jänisjärvi in eastern Finland, *Bull. Com. Geol. Finlande*, no. 55.
- Fairbairn, H., 1942, Breccia at Sudbury, Ontario, *Jour. Geol.*, vol. 50.
- Fisher, R., 1958, Definition of volcanic breccias, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 69.
- Fredriksson, K. och Wickman, F.E., 1963, Meteoriter, *Svensk Naturvetenskap*.
- Freeberg, H., 1966, Terrestrial impact structures - A bibliography, *Geol. Surv. Bull.*, 1220.

- French, B.M., 1966, Shock metamorphism of natural materials, *Science*, vol. 153, no. 3738.
- 1967, Sudbury structure, Ontario: Some petrographic evidence for origin by meteorite impact, *Science*, vol. 156, no. 3778.
 - 1968, Shock metamorphism as a geological process, *SMNM*.
 - 1969, Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis as indicated by the Sudbury structure, Ontario, Canada, Goddard space flight center, Greenbelt, Maryland.
 - 1972, Production of deep melting by large meteorite impacts: The Sudbury structure, Canada, 24th IGC, section 15.
- Fudali, R and Cassidy, W., 1972, Gravity reconnaissance at three Mauritanian craters of explosive origin, *Met.*, vol. 7, no. 1.
- Gibbons, R. and Ahrens, T., 1971, Shock metamorphism of silicate glasses, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Gordons, S., 1931, The Grootfontein, southwest Africa, meteoric iron, *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 83.
- Gorshkov, G., 1959, Gigantic eruption of the volcano Bezymianny, *Bull. Volc.*, ser. 2, 20.
- Greenwood, W.R., 1967, Deformation lamellae parallel to (10 $\bar{1}$ 3) and (0001) in quartz of the Coeur d'Alene district, Idaho, *Science* 158, 1180.
- 1968, Deformation lamellae in quartz, *Science* 160, 906.
- Hadding, A., 1950, *Natur i Småland*.
- Hager, D., 1953, Crater Mound (Meteor Crater) Arizona a geologic feature, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 37.
- Halliday, I and Griffin, A.A., 1966, Preliminary results from drilling at the West Hawk Lake crater, *J. Roy. Astr. Soc. Canada*, vol. 60, no. 2.
- 1967, Summary of drilling at the West Hawk Lake crater, *J. Roy. Astr. Soc. Canada*, vol. 61, no. 1.
- Hargraves, R., 1961, Shatter cones in the rocks of the Vredefort ring, *Geol. Soc. S. Africa*, vol. 64.
- Hartmann, W.K., 1965, Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years, *Icarus*, 4.
- Hartung, J.B., 1968, Application of the potassium-argon method to the dating of shocked rocks, Unpubl. Ph. D. thesis, Rice Univ. Houston, Texas.
- Hedström, H., Wiman, C., 1906, *Beskrivning till blad 5. SGU*, ser. A_{1a}.
- Heide, F., 1952, Ein Neuer Meteoritenkrater in Nordkanada?, *Die Sterne*, Jahrgang 28.
- 1957, *Kleine Meteoritenkunde*. Springer-Verlag, Berlin.
- Heiland, C., 1946, *Geophysical exploration*, Prentice-Hall, New York.
- Hjelmqvist, S., 1956, On the occurrence of ignimbrite in the pre-Cambrian, *SGU*, ser. C, no. 542.
- 1966, *Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län*, *SGU*, ser. Ca, no. 40.
- Holm, D.A., 1962, New meteorite localities in the Rub'al Khali, Saudi Arabia, *Am. Jour. Sci.*, vol. 260.

- Holst, N.O., 1890, Ryoliten vid sjön Mien, SGU, ser. C, no. 110.
- Hummel, D., 1877, Beskrifning till kartbladet "Huseby", SGU, ser. Ab, no. 1.
- Högbom, A.G., 1910, GFF, vol. 32, s. 482.
- Hörz, F., 1968, Statistical measurements of deformation structures and refractive indices in experimentally shock-loaded quartz, *SMNM*.
- 1969, Static versus dynamic origin of kink bands in micas, *Met.*, vol. 4, no. 4.
- Illies, H., 1969, Nördlinger Ries, Steinheimer Becken, Phaldorfer Becken und die Moldavite: strukturelle und dynamische Zusammenhänge einer Impact-Gruppe, *Oberrhein, Geol. Abh.* 18.
- Innes, M.J.S., 1961, The use of gravity methods to study the underground structure and impact energy of meteorite craters, *Jour. Geophys. Res.* vol. 66.
- 1964, Recent advances in meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa, Canada, *Met.*, vol. 2, 219-241.
- Jaggard, T., 1947, Origin and development of craters. *Geol. Soc. Am. Mem.* 27.
- Jensen, V., 1971, Early Precambrian impact structure and associated hyalomylonites near Agto, West Greenland, *Nature*, vol. 233, no. 5316.
- Kieffer, S., 1971, Shock metamorphism of the Coconino sandstone at Meteor Crater, Arizona, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Kjellén, R., 1902, Bidrag till Sveriges endogena geografi, *GFF*, vol. 24.
- Klein, C., 1972, Lunar materials: Their mineralogy, petrology and chemistry, *Earth Sci. Rev.*, vol. 8.
- Kraut, F. and French, B., 1971, The Rochechouart meteorite impact structure, France: Preliminary results, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Krinov, E.L., 1956, Der Eisenmeteoritenregen von Sikhote-Aline, *Chemie der Erde*, vol. 18.
- 1960, *Principles of meteoritics*, Pergamon Press, Oxford.
- 1966, *Giant meteorites*, Pergamon Press, Oxford.
- 1971, New studies of the Sikhote-Aline iron meteorite shower, *Met.*, vol. 6, no. 3.
- Kurat, G. und Richter, W., 1968, Ein Alkalifeldspatglas im Impaktit von Köfels, *Tirol Nat. Wissenschaften*, 55.
- La Paz, L., 1953, The discovery and interpretation of nickel-iron granules associated with meteorite craters, *J. Roy. Astr. Soc. Canada*, vol. 47, no. 5.
- 1958, The effects of meteorites upon the Earth, *Advances in Geophysics*, vol. 4.
- Laroche, A. and Currie, K.L., 1967, Paleomagnetic study of igneous rocks from the Manicouagan structure, Quebec, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 72, no. 16.
- Larsson, I., 1954, Structure and landscape in western Blekinge, south-east Sweden, *Lund, Studies in Geography*, ser. A, no. 7, Lund.

- Larsson, I., 1972, Ground water in granite rocks and tectonic models, Nordic Hydrology 3, Copenhagen.
- Larsson, I. and Stanfors, R., 1970, Observations on magnetic properties of diabase dikes in a Precambrian area in southern Sweden, Geophys. und Geol., Folge 15.
- Lehtinen, M., 1970, New evidence for an impact origin of Lake Lappajärvi, western, Finland, Bull. Geol. Soc. Finland, vol. 42.
- Levi-Donati, G., 1971, Petrological features of shock metamorphism in chondrites: Alfianello, Met., vol. 6, no. 4.
- Lofgren, G., 1971, Spherulitic texture in glassy and crystalline rocks, Jour. Geophys. Res., vol. 76, no. 23.
- Lundegårdh, P.H., 1949, Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc, SGU, ser. C, no. 513.
- 1967, Berggrunden i Gävleborgs län, SGU, ser. Ba, no. 22.
- Lundegårdh, P.H., Lundqvist, J. & Lindström, M., 1970, Berg och jord i Sverige, Almqvist & Wiksell, Uppsala.
- Lundqvist, G., 1963, Jordartskarta över Gävleborgs län, SGU, ser. Ca, no. 42.
- Magnusson, N.H., m fl., 1962, Beskrivning till karta över Sveriges berggrund, SGU, ser. Ba, no. 16.
- Magnusson, N.H., Lundqvist, G. & Regnéll, G., 1963, Sveriges geologi, 4:e uppl., Norstedts, Stockholm.
- Malahoff, A., 1969, Gravity anomalies over volcanic regions, The Earth's crust and upper mantle, Am. geophys. Union, Washington.
- Masaitis, V., Mikhailov, M., Silivancovskaya, T., 1972, Popigai basin - An explosion meteorite crater, Met., vol. 7, no. 1.
- Mason, B., 1962, Meteorites, J. Wiley and Sons, Inc., N.Y.
- McCall, G.J., 1965, Possible meteorite craters, Annals of the New York Academy of Sciences, vol. 123.
- 1968, Lake Lappajärvi, central Finland, a possible meteorite impact structure, Nature 218, 5147, p. 1132.
- Meen, V.B., 1947, Merewether crater - a possible meteor crater, The Geol. Assoc. of Canada, vol. 9.
- 1957, Chubb crater - a meteor crater. J. Roy. Astr. Soc. Canada, vol. 151.
- Millman, P.M., Liberty, B.A., Clark, J.F., Willmore, P.J., Innes, M.J.S., 1960, The Brent Crater, Pub. Dom. Obs., 24, 1.
- Merrill, G., 1908, The meteorite crater of Canyon Diablo, Arizona, Smithsonian Misc. Collect., 50.
- Millman, P.M., 1971, The space scars of earth, Nature, 232, p. 161-164.
- Milton, D.J., 1966, Fused rock from Köfels, Tyrol. Tschermaks Min. petr. Mitt., 9.
- Moberg, J., 1896, Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge und der angrenzenden Theile Schonens. SGU, ser. C, no. 158.
- Monod, T., 1951, Le cratere d'Aouelloul, Bull. Inst. Franc. Afrique Noire, 13.

- Murtaugh, J.C. and Currie, K.L., 1969, Preliminary study of Manicouagan structure, Dept. of Natural Resources, Quebec.
- Müller, H., Ansonge, J., Enter, D., Greiner, G., 1959, Geomagnetische Messungen im Gebiet des Steinheimer Beckens, Oberrhein. Geol. Abh. 10.
- Mölder, E., 1948, Die Verbreitung der Basaltblöcke in der Moräne in der Umgebung des Sees Lappajärvi, Bull. Com. Geol. Finlande, no. 142.
- Nagata, T., 1961, Rock Magnetism, Tokio.
- Nininger, H., 1951, Condensation globules at meteor crater, Science 113, 2948.
- 1956, Arizonas meteorite crater, Sedona, USA.
- Norin, R., 1934, Zur geologie der südschwedischen Basalte, Medd. Lunds geol.-min. Inst., 57.
- 1936, Contributions to the geology of western Blekinge, GFF, bd. 58.
- 1959, Södra Sveriges urberg, GFF, bd. 81.
- Oberbeck, V., 1971, Laboratory simulation of impact cratering with high explosives, Jour. Geophys. Res., vol. 76, no. 23.
- Offield, T., and Pohn, H., 1971, Style and sequence of deformation at the Decaturville, Missouri impact structure, Met., vol. 6, no. 4.
- Paithankar, M., 1967, Tuffisite and volcanic phenomena associated with the Glas Eilean Vent, Ardnamurchan, Argyllshire, Scotland, GFF, vol. 89.
- Papunen, H., 1969, Possible impact metamorphic textures in the erratics of the Lake Sääksjärvi area in southwestern Finland, Bull. Geol. Soc. Finland, vol. 41.
- Pecora, W., 1960, Coesite craters and space geology, Geotimes, vol. 5.
- Philby, H., 1933, An account of exploration in Rub'al Khali, Geograph. J., 81, no. 1.
- Pohl, J. und Angenheister, G., 1969, Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries, Geol. Bav., vol. 61.
- Pohl, J., Soffel, H., 1971, Paleomagnetic results from the Rochechouart (France) impact site, Met., vol. 6, no. 4.
- Pohl, J., 1971, On the origin of the magnetization of impact breccias on Earth, Zeitschr. Geophys. bd. 37.
- Preuss, E., 1964, Das Ries und die Meteoritentheorie, Fortschr. Mineral., 41, s. 271-312.
- 1971, Über den Bimstein von Köfels, Tirol. Fortschr. Min. 49, Beih. 1.
- Printzlau, J., Larsen, O., 1972, K/Ar ages of Scanian olivine basalts, GFF, vol. 94, no. 549.
- Printzlau, J., 1973, Vulkaner i Skåne, VARV, no. 1, Copenhagen.
- Rao, A., 1969, Meteorites through space and time, Met., vol. 4, no. 3.
- Ray, P.S., 1972, A rhyolitic injection-breccia in tuff near Allt Slapin, Strath, Skye, Scotland, Geol. Mag., vol. 109.

- Redaelli, L., A petrological investigation in Lake N. Dellen by means of frog-man equipment, SGU, ser. C, no. 548.
- Reynolds, J., 1928, Breccias, *Geol. Mag.*, vol. LXV, no. 3.
- Rittman, A., 1960, *Vulkane und ihre Tätigkeit*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Robertson, P.B., Dence, M.R. and Vos, M.A., 1968, Deformation in rock-forming minerals from Canadian craters, SMNM.
- Robertson, P.B., 1968, La Malbaie structure, Quebec-A palaeozoic meteorite impact site, *Met.*, vol. 4, no. 2.
- Roddy, D., 1971, Large scale cratering and cometary impacts, *Met.*, vol. 6, no. 4.
- Rohleder, H., 1933, Steinheim basin and Pretoria salt pan, volcanic or meteoritic origin, *Geol. Mag.*, vol. 70.
- Rondot, J., 1971, Impactite of the Charlevoix structure, Quebec, Canada, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Saksela, M., 1949, Das Pyroklastische Gesteine von Lappajärvi und seine Verbreitung als Geschiebe, *Bull. Com. Geol. Finlande*, no. 144.
- Schnetzler, C. and Pinson, W., 1963, The chemical composition of tektites, *Tektites*, Univ. of Chicago Press.
- Sclar, C., Usselman, T., 1970, Experimentally induced shock effects in some rock-forming minerals, *Met.*, vol. 5, no. 4.
- Seddon, G., 1970, Meteor Crater: A Geological Debate, *J. Geol. Soc. Aust.*, vol. 17, 1.
- Shoemaker, E.M., 1960, Meteor Crater, Arizona, Rep. of the 21 session Norden, p.418.
- 1961, New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 66.
- Short, N., 1968, Nuclear-explosion microdeformation of rocks; An aid to the recognition of meteorite impact structures, SMNM.
- Short, N. and Bunch, T., 1968, A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact craters, SMNM.
- Solyom, Z., 1967, Några mineral i ryoliten från sjön Mien, opubl. trebetygsuppsats, *Geol. inst.*, Lund.
- Sorgenfrei, T., 1971, Similarity of salt and granite structures, *GFF*, vol. 93, no. 545.
- Smith, E., 1971, Determination of origin of small lunar and terrestrial craters by depth-diameter ratio, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Snyder, F., and Gerdemann, P., Explosive igneous activity along an Illinois-Missouri-Kansas axis, *Am. Jour. Sci.*, vol. 263.
- Spencer, L.J., 1932, Meteorite craters, *Nature*, vol. 129, no. 3265.
- 1933, Meteorite craters as topographical feature on the earths surface. *Geogr. Jour.* vol. 81.
- Stanfors, R., 1969, Lake Mien - an astrobleme or a volcano-tectonic structure. *GFF*, vol. 91, no. 536.

- Storzer, D., Horn, P. and Kleinmann, B., 1971, The age and the origin of the fused rock from the Köfels structure, Austria, *Met.*, vol. 6, no. 4.
- Storzer, D., 1971, Fission track dating of some impact craters in the age range between 6000 and 300 m.y., *Met.*, vol. 6, no. 4.
- Stähle, V., 1970, Ni und Co in Gesteinen des Nördlinger Ries, *Cont. Min. Petr.*, vol. 28.
- Stöffler, D., 1971, Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- 1971, Coesite and stishovite in shocked crystalline rocks, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
 - 1972, Deformation of rockforming minerals, *Fortschr. Miner.*, 49.
- Suess, F.E., 1936, Der Meteor-Krater von Köfels bei Umhausen im Ötztal, *Tirol, N. Jb. Min. Beil.*, bd. 72.
- Svenonius, F., 1888, Andesit från Norra Dellen i Helsingland, *GFF*, bd. 10, s. 262.
- Svenonius, F. och Blomberg, A., *Praktiska geologiska undersökningar inom Gefleborgs län, SGU, ser. C, nr 152.*
- Svensson, N-B. och Wickman, F.E., 1965, Coesite from Lake Mien, southern Sweden, *Nature*, vol. 205, no. 4977.
- Svensson, N-B., 1966, Lake Hummeln, A possible astrobleme in southern Sweden, *SGU, ser. C, no. 608.*
- 1969, Meteorite impact craters in the Scandinavian precambrian basement, *Met.*, vol. 4, no. 3.
 - 1969, Lake Mien, southern Sweden - a possible astrobleme. *GFF*, vol. 91, no. 536.
 - 1971, Probable meteorite impact crater in central Sweden, *Nature Phys. Sci.*, vol. 229, no. 3.
 - 1971, Lappajärvi structure, Finland: Morphology of an eroded impact structure, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 23.
- Taylor, F.C. and Dence, M.R., 1969, A probable meteorite origin for Mistastin Lake, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 6, no. 1.
- Thiedig, F., 1971, Gross meteoriten - Einschläge in Skandinavien und ihre Bedeutung für die Geschiebeforschung, *Der Geschiebe-Sammler*, 6, Hamburg.
- Vand, V., 1965, *Astrogeology. Terrestrial meteoric craters and the origin of tektites. Advanc. Geophys. 11, New York.*
- Vendl, A., 1927, Die Typen der ungarischen Rhyolithe. *N.Jb.Min.Bh.* 1, 55.
- Vogel, K.A., Myada, E.F. and Hashimi, M.M., 1973, The gravity field of the Lake Mien structure. *Prel. Report No. 4, Dept. of Solid Earth Physics, Univ. of Uppsala.*
- Zimmermann, R.A., 1971, Formation of shatter cones in the Steinheim Basin, *N. Jb. Min. Mh.* 1.
- Zotkin, J.T., 1969, "Moon" craters on earth. *Priroda* (9).
- Öpik, E.J., 1958, Meteor impact on solid surface, *Irish Astr. J.*, 5.

